

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРЕЛИИ

КАРЕЛЬСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ПЕТРОЗАВОДСК — 1968

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ АКАДЕМИИ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

1967

Труды Института геологии

Вып. 2

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
КАРЕЛИИ

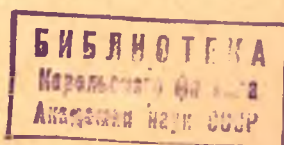
КАРЕЛЬСКОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ПЕТРОЗАВОДСК — 1968

1973 г.

Редакционная коллегия:

В. А. Соколов (председатель), Б. Я. Алексеев, Г. С. Бискэ,
А. И. Богачев, А. С. Пекки, В. И. Робонен, М. А. Елисеев
(секретарь)

Научный редактор М. И. Голод



ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник написан в основном сотрудниками геофизической лаборатории Института геологии по материалам, полученным в результате разработки плановых тем института. Геофизическая лаборатория, организованная в 1964 г., проводит исследования в двух направлениях: усовершенствование методики поисково-разведочных работ на слюдяных месторождениях Северо-Запада СССР и изучение палеомагнетизма и физических свойств горных пород Карелии.

В двух статьях, посвященных разработке методики геофизических исследований на слюдяных месторождениях, рассматриваются достоинства, недостатки и оцениваются возможности метода срединного градиента, применяющегося при поисках пегматитовых жил и геологическом картировании месторождений слюды. Основное внимание в сборнике уделено совершенно новым для слюдяных месторождений геофизическим методам: естественного электрического поля, вызванной поляризации, гравиразведки и сейсморазведки. Метод естественного электрического поля опробован на нескольких месторождениях слюды Северной Карелии и внедрен в практику производственных работ при разведке пегматитовых жил. Практические результаты получены также и от применения гравиразведки при изучении складчатых структур слюдяных месторождений. Методы вызванной поляризации и сейсморазведки пока не вышли из стадии опытных работ, но есть все основания считать, что после дальнейшей разработки они будут играть большую роль в поисках глубокозалегающих пегматитовых жил и при крупномасштабном геологическом картировании слюдяных месторождений. Большое внимание в сборнике уделено петрофизическим особенностям слюдяных пегматитов и пород, их вмещающих. Таким образом, настоящий сборник является первым тематическим изданием, всесторонне освещающим вопросы применения геофизических методов при поисках месторождений слюды. Кроме работников Института геологии, в составлении статей этого раздела принимали участие сотрудники СЗТГУ и ВИРГ.

Второй раздел сборника посвящен обсуждению вопросов происхождения и сохранности естественной остаточной намагниченности иотнийских песчаников и палеомагнитной стратиграфии иотнийских пород Карелии. Полученные результаты доказывают перспективность палеомагнитного метода для решения стратиграфических задач при изучении даже столь древних толщ, как иотнийские осадочные образования Южной Карелии. Проведена также большая работа по определению физических свойств горных пород Южной Карелии.

Ценные замечания по статьям сборника были сделаны М. Г. Илаевым, В. В. Кочегурой, Т. А. Лутковской, Л. П. Галдобиной, за что авторы выражают им свою благодарность.

М. И. ГОЛОД

ЕСТЕСТВЕННЫЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОЛЯ СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ СВЯЗЬ С ПЕГМАТИТОВЫМИ ЖИЛАМИ

Слюда — мусковит является необходимым сырьем для развивающейся радио- и электропромышленности. Одним из немногих источников высококачественного мусковита в Советском Союзе являются месторождения слюды Северной Карелии, которые в настоящее время интенсивно разрабатываются. Поиски новых слюдяных месторождений чрезвычайно затруднены, так как территория районов заболочена и покрыта четвертичными отложениями (морена) мощностью 3—10 м. В этих условиях при поисках пегматитов важное место должны занять геофизические методы разведки. Однако из применявшихся методов (электроразведка, магниторазведка, радиометрия) только электроразведка получила распространение, остальные опробованные методы не могут использоваться из-за отсутствия достаточной разницы в соответствующих физических свойствах пегматитов и вмещающих пород. Интерпретация результатов электропрофилирования весьма сложна из-за большого количества максимумов q_k , связанных не только с пегматитовыми жилами, но и с электрической неоднородностью коренных пород. Все это приводит к необходимости включения в поисковый комплекс других геофизических методов, облегчающих разбраковку выделенных аномалий.

Настоящая статья посвящена рассмотрению возможностей при поисках пегматитовых жил одного из таких методов — метода естественного электрического поля. Метод естественного электрического поля применяется в основном для поисков рудных месторождений и при геологическом картировании графитизированных и пиритизированных пород (Семенов, 1955; Свешников, 1961; Рысс, 1961; Тарасов, 1961; Бухникашвили, 1962). В последнее время предпринимаются попытки включения этого метода в поисковый комплекс на нерудных полезных ископаемых, в том числе при поисках слюдяных пегматитов (Голод, 1962; Jordache, 1963).

В геологическом строении Чупино-Лоухского слюдоносного района Северной Карелии принимают участие три основные группы метаморфических пород: светло-серые биотитовые гнейсы типа гранито-гнейсов, амфиболо-биотитовые гнейсы и амфиболиты, биотитовые, гранато-биотитовые, дистено-гранато-биотитовые гнейсы. Кроме того, широко распространены интрузивные породы (в основном, перидотиты и габбро-нориты). По Е. П. Чуйкиной (Шуркин и др., 1962), беломорский комплекс гнейсов делится на пять толщ (снизу): 1) западная толща светлых биотитовых гнейсов, 2) котозерская толща амфиболосодержащих пород, 3) чупинская продуктивная толща дистено-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов, 4) хетоламбинская толща эпидото-амфибо-

ло-биотитовых гнейсов, 5) керетская толща микроклинсодержащих биотитовых гнейсов.

Петрографический состав вмещающих пород определяет и состав пегматитов. Так, слюдяные пегматиты приурочены к гнейсам глиноземистого состава (чупинская толща), а микроклиновые пегматиты — керамические и комплексные — чаще тяготеют к биотито-амфиболовым гнейсам и амфиболитам (котозерская и хетолаамбинская толщи). По текстурно-минералогическому принципу пегматиты чупинской толщи разделены Л. Л. Гродницким на пять типов (Гродницкий, 1967). I тип — плагиоклазовые, аazonальные тела, сложенные пегматитом ортогекситовой и неастрографической структуры с мелкими единичными гнездами кварц-мусковитового комплекса. Пегматиты этого типа представлены чаще всего секущими плитообразными и линзообразными телами длиной до 50 м и мощностью до 2 м. II тип — плагиоклазовые, четко зональные тела с кварцевой осью. Широко развит кварц-мусковитовый комплекс. Крупные кристаллы мусковита располагаются в пределах зоны блокового плагиоклаза. В основном тела этого типа линзовидные и плитообразные с размерами от 30 до 150 м в длину и от 2 до 10 м по мощности. Пегматитовые жилы III типа отличаются от тел II типа наличием микроклина, образующего серии блоков в зоне блокового плагиоклаза, а также значительно большими размерами и содержанием слюды. IV тип — микроклин-плагиоклазовые пегматитовые жилы с относительно слабо выраженной зональной текстурой. Эти жилы характеризуются низким качеством мусковита и сравнительно бедным ослюдением. Тела пегматита крупные: до 300—400 м в длину при мощности 15—20 м. V тип — существенно кварцевые жилы, сложенные молочно-белым кварцем с приальбандовой оторочкой плагиоклазового пегматита. Наибольшее промышленное значение имеют пегматиты III и II типов.

Породы слюдяных месторождений Северной Карелии разбиты большим количеством тектонических трещин, хорошо отличающихся электропроводкой по минимумам кажущегося сопротивления. Некоторые геологи считают, что пространственное расположение пегматитовых жил контролируется трещинной тектоникой, другие — складчатыми структурами.

Метод естественного электрического поля опробовался в наземном и скважинном вариантах. При работе на поверхности земли участки располагались в районах известных пегматитовых жил, достаточно хорошо разведанных, но не выработанных. Площади участков выбирались в зависимости от размеров пегматитовых жил — от 100×100 до 200×200 м. Сеть наблюдений, преимущественно, 10×5 м, иногда (при большой длине жил) 20×5 м. Направление сети — вкрест простирания пегматитовых тел. Для регистрации потенциала естественного поля использовались автокомпенсаторы АТЭ-1 и ЭСК-1 и неполяризующиеся электроды системы ВИРГа, поляризация которых не превышала 5 мВ и при работе на одном участке изменялась не более, чем на 1—2 мВ. При исследованиях применялся способ потенциала, имеющий преимущества перед способом градиента (Новожилова, 1955). Точка стояния неподвижного электрода выбиралась в центре исследуемого участка и на ландшафте, типичном для данного планшета (болото, открытое место и т. д.), с тем, чтобы по возможности избавиться от влияния неидентичности заземлений. С одной точки стояния неподвижного электрода снимался небольшой планшет (100×100 м) во избежание помех от теллурических и промышленных токов, при съемке соседнего планшета с новой точки стояния электрода проводилось несколько наблюдений на предыдущем планшете для их

увязки. Повторные наблюдения осуществлялись при обратном ходе через 10 точек, снимались также повторно целые профили, а иногда и планшеты. Среднеарифметическая погрешность наблюдений составила 4 мв.

Измерения в скважинах также проводились методом потенциала. Неподвижный электрод располагался вблизи (5—10 м) одной из скважин, рядом с которой устанавливался прибор ЭСК-1. С этой точки стояния измерялся потенциал естественного поля в нескольких скважинах, пробуренных по одному профилю. Наблюдения проводились следующим образом. Измерялась поляризация электродов на точке стояния электрода N, затем наблюдался потенциал естественного электрического поля через 5 м по стволу ближайшей скважины при спуске снаряда (вблизи пегматитовой жилы сеть часто сгущалась до 1 м), наблюдения с резкими отклонениями потенциала от нормального поля повторялись при подъеме кабеля. Кроме того, существовала опорная точка (обычно в 50 м от поверхности), на которой также проводились повторные измерения. После подъема снаряда на поверхность вновь измерялась поляризация электродов и начинались наблюдения в соседней скважине. Таким образом все скважины профили увязывались между собой. В качестве неподвижного электрода на поверхности использовался обычный неполяризующийся электрод, а в скважину опускался специальный электрод из оргстекла, медный стержень которого находился в насыщенном растворе медного купороса, смешанного с желатиной. Электрод приготовлен по аналогии с электродом ВИТРа (Рысс, Тясто, 1960). Надо отметить, что поляризация электродов была небольшой только в течение одного—двух дней после их заливки, затем она резко возрастала, по-видимому, из-за высыхания желатины, несмотря на то, что электроды хранились в воде. Поэтому каждые два—три дня электроды заливались свежим раствором медного купороса, один раз в месяц стерженьки покрывались электролитической медью (Семенов, 1955). Для получения более уверенных результатов наблюдения почти во всех скважинах проводились дважды, а в некоторых — по три раза.

Впервые метод естественного электрического поля был применен на слюдяных месторождениях Северной Карелии в 1958 г. с целью геологического картирования (Голод, 1962). При этом было установлено, что пегматитовым жилам соответствуют максимумы потенциала естественного поля. В дальнейшем проводились детальные опытные работы над пегматитовыми жилами, показавшие, что тела пегматита часто оконтуриваются какой-либо изолинией U . На рис. 1 в качестве примера приводится план изолиний потенциала естественного поля над одним из пегматитовых тел. Жила перекрыта четвертичными отложениями небольшой мощности или вообще выходит на дневную поверхность. Тело, имеющее серповидную форму в плане, хорошо оконтуривается изолиниями потенциала 0 и 10 мв. Значения потенциала естественного поля над пегматитовой жилой и вблизи нее достигают 30 мв, при нормальном поле 10—20 мв. Таким образом интенсивность аномалии над жилой достигает 40—50 мв. Ширина аномалии около 20 м при мощности жилы от 0,3 до 3 м. Дальнейшие исследования показали, что подавляющее большинство пегматитовых жил, приуроченных к чупинской, хетолабинской и котозерской толщам, отмечается максимумами естественного электрического поля независимо от того, перекрыты ли они только четвертичными отложениями или также и коренными породами. Измерения в скважинах колонкового бурения глубиной до 300 м выявили следующую закономерность: максимумами потенциала естественного электрического поля отмечаются только верх-

ние (апикальные) части жил. Нижним частям пегматитов (корневым) соответствуют минимумы естественного поля (рис. 2, 3). В некоторых сечениях пегматитовые жилы вообще не отмечаются на кривой потенциала. Эти наблюдения указывают на то, что пегматитовые тела являются источниками естественного электрического поля.

Вопрос о происхождении естественного поля над пегматитами еще не разработан. Ниже обсуждаются три причины, которые могли бы обусловить возникновение естественного поля на слюдяных месторождениях.

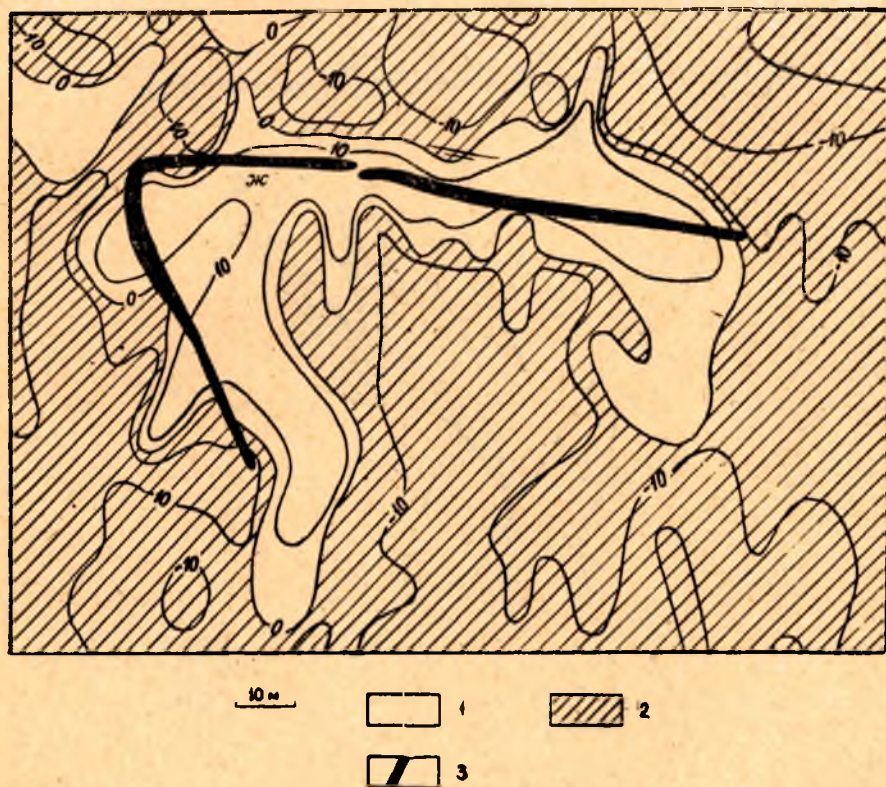


Рис. 1. План изолиний потенциала естественного поля над пегматитовой жилой (мв):

1 — положительные значения потенциала, 2 — отрицательные значения потенциала, 3 — пегматитовая жила

1. Естественное электрическое поле обусловлено сульфидной минерализацией гнейсов. В гнейсах чупинской толщи содержится некоторое количество пирротина — в среднем 0,3%, иногда до 1,5% от веса породы. Гнейсы хетоламбинской толщи содержат пирит, магнетит и в небольшом количестве пирротин. Содержание пирита колеблется от 0,01 до 5,4% от веса породы (см. статью «Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды» в настоящем сборнике). Окисление этих минералов в верхних горизонтах гнейсов и восстановление в нижних могло бы привести к возникновению окислительно-восстановительных потенциалов и образованию на месторождении естественного электрического поля, связанного с электрохимическими процессами на

границе электронного проводника с ионной средой. В этом случае на поверхности земли измерялся бы отрицательный потенциал, а над пегматитовыми телами, обычно не содержащими сколько-нибудь значительно количества сульфидов, получилось бы нормальное поле. Таким обра-

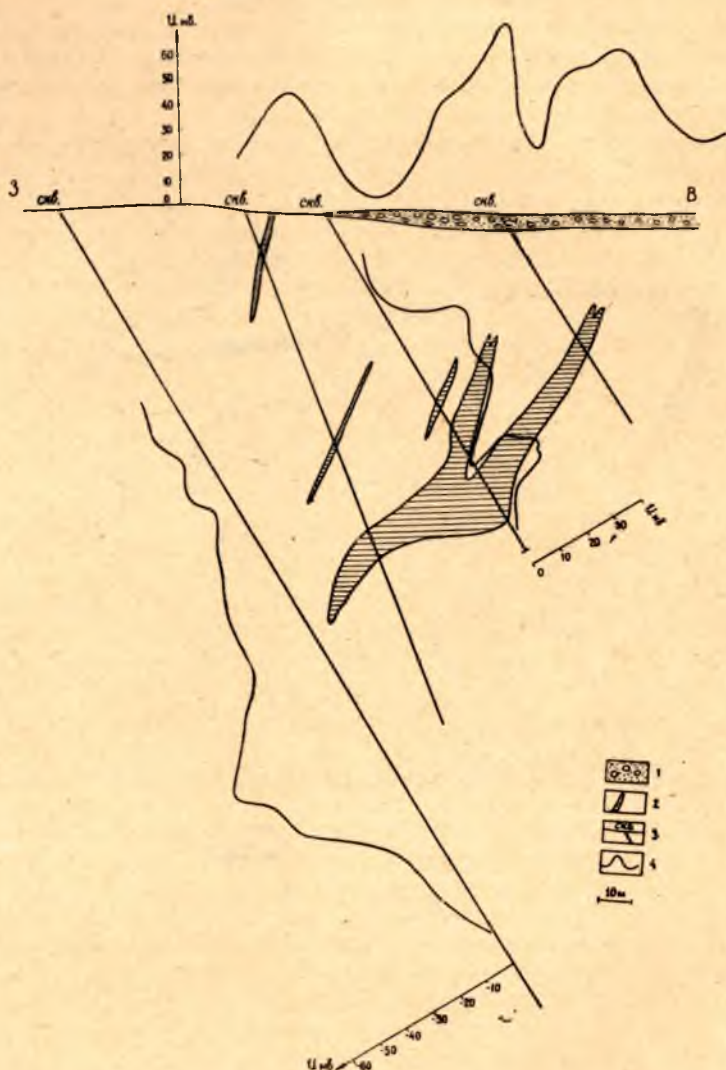


Рис. 2. График естественного электрического поля над крутопадающей пегматитовой жилкой:

1 — четвертичные отложения, 2 — пегматитовая жила, 3 — скважина ко-
лонкового бурения, 4 — график потенциала естественного поля

зом, над пегматитовыми жилами были бы получены относительные максимумы потенциала естественного поля, что действительно и наблюдается при полевых работах.

Приведенное предположение хорошо своей простотой, но существуют факты, которые невозможно объяснить, приняв его:

а) Естественные поля, связанные с электрохимическими процессами на границе электронного проводника с ионной средой, создаются лишь в том случае, если минералы, обладающие электронной проводимостью, имеют непрерывную электрическую связь между собой (Семенов, 1955). Но налеты сульфидов по трещинам в гнейсах, по-видимому, не имеют непрерывной электрической связи, о чем говорит высокое удельное электрическое сопротивление породы (в среднем 6000—10 000 ом.м).

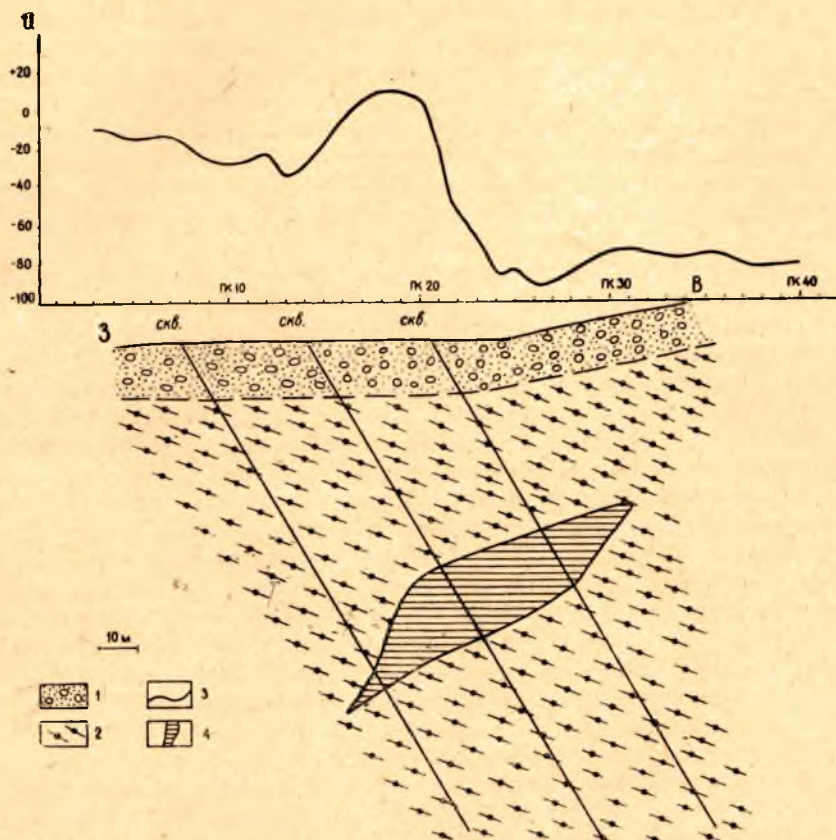


Рис. 3. График естественного электрического поля над пологопадающей пегматитовой жилой:

1 — четвертичные отложения, 2 — гнейсы, 3 — график потенциала естественного поля, 4 — пегматитовая жила

б) Естественные электрические поля, связанные с электрохимическими процессами на границе электронного проводника с ионной средой, создаются лишь в том случае, если одна часть рудного тела расположена выше уровня грунтовых вод, а вторая — ниже. В Карелии уровень грунтовых вод часто совпадает с поверхностью коренных пород. Обширные площади покрыты болотами, которые не дают возможности развиваться естественным полям такого типа.

в) Максимум естественного поля над пегматитовой жилой в свете данного представления надо принять лишь за неоднородность на фоне

естественного поля гнейсов. Однако работы в скважинах колонкового бурения показывают, что поле создается за счет пегматитового тела.

2. Естественное электрическое поле связано с фильтрационными процессами, проходящими вблизи контактов пегматитового тела с вмещающими породами. При фильтрации грунтовых вод из наносов по трещинкам, широко развитым у контактов пегматитовых жил с вмещающими породами, на границе раздела горная порода — вода возникает двойной электрический слой. По-видимому, двойной электрический слой образуется не только на границе четвертичных отложений с коренными породами, но и на боковых поверхностях пегматитовых жил (граница пегматит — гнейс). На это указывает образование аномалий естественного электрического поля как над пегматитовыми жилами, выходящими под наносы, так и над «слепыми» телами. Механизм передачи заряда от пегматитового тела к дневной поверхности, возможно, состоит в том, что диполи воды в коренных породах и наносах ориентируются под действием двойного электрического слоя и таким образом «переносят» его заряд на поверхность.

Попытка объяснить возникновение естественного поля над пегматитами их связью с фильтрационными потенциалами наталкивается на следующее затруднение: за счет двойного электрического слоя должны получаться максимумы над пегматитовой жилой и минимумы по обе стороны от нее, что и наблюдается на практике при работе на поверхности. Аналогичная картина должна наблюдаться в районе пегматитовых тел и при работе в скважинах колонкового бурения. Однако там получены как минимумы, так и максимумы естественного электрического поля.

3. Пегматиты — природные электреты. Электретом называется диэлектрик, обладающий постоянной наэлектризованностью и несущий на одной стороне положительный, на другой — отрицательный заряд. Искусственные электреты создаются следующим образом: к расплавленному диэлектрику прикладывают сильное электрическое поле и не снимают его до тех пор, пока диэлектрик не затвердеет и не охладится до обычной температуры. Затем поле снимают, диэлектрик сохраняет поляризацию, полученную в электрическом поле. К диэлектрикам, из которых возможно получить стабильные электреты, относится и слюда (Губкин, 1961). Основные свойства искусственных электретов:

а) они создают электрическое поле в окружающем их пространстве; б) имеют объемное распределение зарядов; в) для электретов характерно наличие остаточной поляризации; г) напряженность электрического поля внутри и вне электрета зависит от плотности поверхностного заряда и диэлектрической проницаемости материала электрета; д) заряд электрета убывает с увеличением влажности окружающего его воздуха.

Электрет является электрическим аналогом постоянного магнита. Известно, что существуют не только искусственные, но и естественные, природные магниты — железные руды. В 1922 г. японским ученым Егучи впервые получен искусственный электрет из органического материала — карнаубского воска в смеси с канифолью. Искусственные электреты были получены также из многих других — органических и неорганических материалов. Таким образом, сейчас известны искусственные магниты и электреты, а также естественные магниты. Можно предположить, что существуют не только природные магниты, но и природные электреты, представителями которых и могут быть пегматитовые жилы. В самом деле, при застывании из расплава (раствора) в электрическом поле Земли пегматит поляризовался. Вероятно, порода вначале получила большой

заряд, который постепенно уменьшался, а в настоящее время очень мал и практически не меняется со временем. Не исключена возможность того, что при вторичных изменениях пегматита (перекристаллизация, метасоматоз) заряд электрета мог подновиться. Пегматиты обладают основным свойством электретов — создают естественное электрическое поле в окружающем их пространстве. Известно также, что главные минералы пегматитов (кварц, плагиоклаз) имеют высокую диэлектрическую проницаемость, превышающую этот показатель аналогичных минералов гнейса в два раза. Как и искусственные электреты, пегматит обладает пьезоэлектрическими свойствами.

Предположению об «электретном» происхождении естественного электрического поля над пегматитом противоречит лишь одно обстоятельство — слишком долгое время «жизни» электрета (или, что то же самое, слишком большой первоначальный заряд). Искусственные электреты сохраняют свой заряд несколько лет, особенно устойчивы керамические электреты: если их хранить при малой влажности воздуха, то никакого изменения заряда не наблюдается в течение двух лет (Губкин, 1961). Время «жизни» пегматитов — более миллиарда лет. Однако и размеры природных электретов, и время их «зарядки», и давление, и температура в недрах земли при «изготовлении» природных электретов намного превосходят по масштабам размеры и явления, происходящие при изготовлении искусственных электретов. Не исключена возможность и постоянной подзарядки природных электретов земными токами.

Таким образом, пока нет предположения, полностью объясняющего возникновение естественных электрических токов на слюдяных месторождениях. Из трех выше рассмотренных самым реальным, на наш взгляд, является предположение о связи естественного электрического поля над пегматитами с двойным электрическим слоем на границе пегматит — гнейс.

Остановимся на некоторых особенностях естественных электрических полей на слюдяных месторождениях.

1. Характер естественного поля над пегматитовыми жилами находится в зависимости от угла их падения. Если представить крутопадающую пегматитовую жилу в виде поляризованного тела, верхняя часть которого заряжена положительно, а нижняя — отрицательно, электрическое поле ее будет выглядеть так, как показано на рис. 4, б. На поверхности земли в этом случае создается узкая (так как мощность жилы невелика) положительная аномалия естественного электрического поля. При пересечении скважиной колонкового бурения верхней части жилы должна получаться положительная, а при пересечении нижней части — отрицательная аномалия U . Наиболее интенсивная аномалия естественного поля должна соответствовать апикальной и корневой частям жилы. При удалении от поверхности тела интенсивность поля резко убывает. Примером такого тела может служить пегматитовая жила, представленная на рис. 2. Угол падения жилы $60-70^\circ$, под наносы она не выходит. Здесь проведены наблюдения естественного электрического поля как на поверхности, так и в скважинах колонкового бурения. На поверхности и в одной из скважин жила отмечается максимумами потенциала, а в скважине, прошедшей ниже корневой части жилы, минимумом. Эта картина сходна с представленной на рис. 4, б. Таким образом, у крутопадающей жилы полюсы расположены вдоль апикальной и корневой частей. Пологопадающая пегматитовая жила могла зарядиться так, что полюсы расположились вдоль ее боковых поверхностей. В таком случае максимум потенциала

естественного поля должен получиться не над «головой» жилы, а сместиться к средней ее части (рис. 4, а). Именно такая картина наблюдается над одной из исследованных нами жил, угол падения которой равен $20-40^\circ$ (рис. 3).

2. Стационарность поля во времени. Наблюдения, проведенные над пегматитами в разное время года, показали, что характер кривой потенциала остается постоянным независимо от того, когда эта кривая снята.

Тем не менее, интенсивность аномалии над пегматитовыми жилами меняется со временем, причем сама аномалия не меняет ни знака, ни

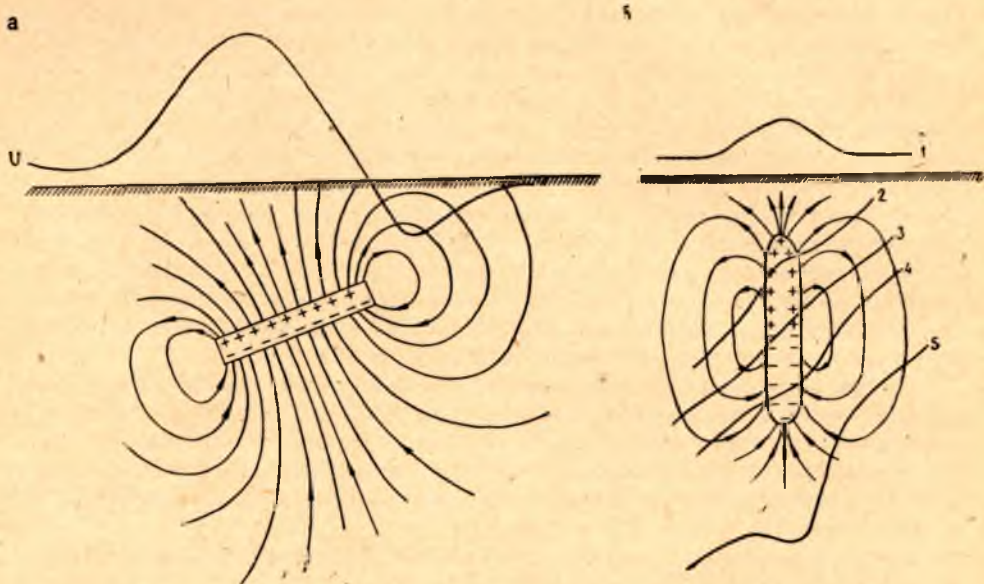


Рис. 4. Электрическое поле поляризованного диэлектрика:

а — наклонная поляризация, б — вертикальная поляризация

формы (рис. 5). Величина аномалии естественного электрического поля находится в обратной корреляционной зависимости от влажности наносов: она растет в мае—июне по мере подсыхания четвертичных отложений и резко падает в сентябре, в период дождей. Объясняется такое изменение интенсивности аномалии, по-видимому, разной реакцией гнейсов и пегматита на фильтрацию воды в наносах (о чем сказано ниже). Таким образом, наиболее интенсивные аномалии естественного поля над пегматитами получаются в сухую погоду, наименее интенсивные — после обильных дождей.

Возникновение «меняющихся во времени» полей связывают с изменением температуры воздуха и почвы (Рысс, 1961). Наши работы проводятся в условиях северного климата, где амплитуда изменения температуры невелика. Поэтому аномалии естественного электрического поля, получаемые над пегматитовыми жилами, не могут быть отнесены к этому типу меняющихся во времени полей.

3. Влияние фильтрации воды в наносах на характер естественного поля. Изучение этого влияния проведено на пегматитовых жилах, залегающих как в гнейсах, так и в основных породах, и перекрытых наноса-

ми небольшой мощности (до 1 м). Работы состояли в измерении естественного поля по профилю до подлива воды в лунки, где заземлен подвижный электрод, непосредственно после подлива и спустя 15 и 35 мин после него (Аузин, Логвинец, 1959). Выяснилось, что обычно сразу же после подлива воды значение потенциала резко возрастает за счет фильтрации воды в наносах в среднем на 15 мв. Затем величина потенциала постепенно уменьшается, стремясь к первоначальному значению (рис. 6). Скорость спада потенциала естественного электрического поля различна для разных пород: над пегматитом она незначительна, над гнейсами — больше, и самая значительная — над ультраосновными породами. Видимо,

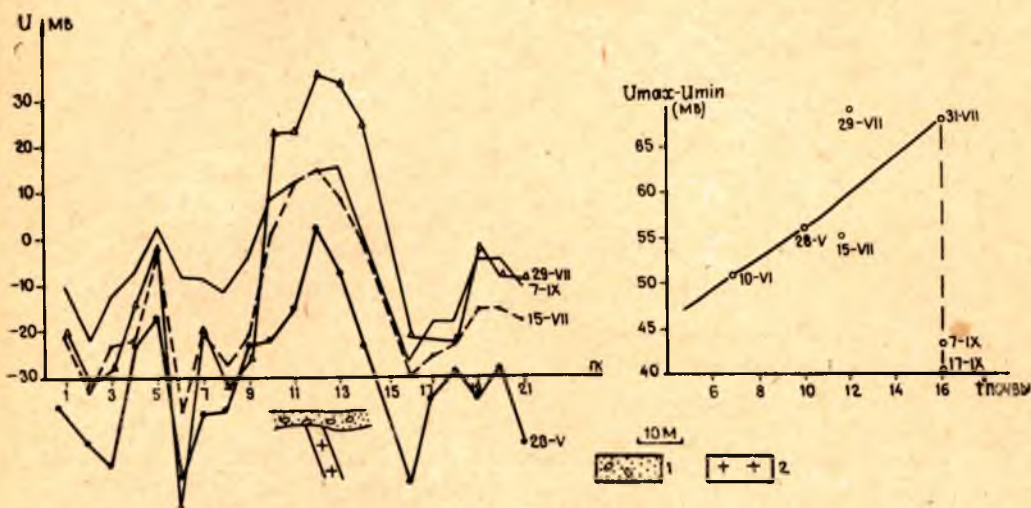


Рис. 5. Графики потенциала естественного электрического поля, снятые над пегматитовой жилой в разное время года, и характер зависимости интенсивности аномалии от температуры почвы:

1 — четвертичные отложения, 2 — пегматит

скорость спада потенциала естественного электрического поля при фильтрации воды в наносах является параметром горной породы, так как изменяется закономерно в зависимости от ее основности. Это обстоятельство, вероятно, может быть использовано при геологическом картировании и, во всяком случае, должно учитываться при анализе аномалий естественного поля на слюдяных месторождениях — разделении их на «безрудные» и «рудные», связанные с пегматитовыми телами.

4. Величина аномалий естественного электрического поля над пегматитовыми жилами. Исследования показали, что величина аномалии естественного поля увеличивается с увеличением мощности пегматитовой жилы. Подавляющее количество пегматитовых тел отмечается максимумами, интенсивность которых превышает 15 мв (табл. 1). Однако в 12% случаев пегматит невозможно выделить на кривой потенциала из-за малой величины аномалии. Эти случаи относятся, в основном, к маломощным жилам.

5. Влияние петрографического состава пегматита и вмещающих пород на величину аномалии естественного поля. Работы, проведенные в небольшом объеме, показывают, что наиболее интенсивными аномалиями естественного электрического поля отмечаются пегматитовые жилы,

приуроченные к дистено-гранато-биотитовым гнейсам чупинской толщи, наименее интенсивными — пегматиты, связанные с амфиболосодержащими гнейсами хетолабинской толщи. Однако такой вывод из-за недостаточности материала может быть сугубо предварительным.

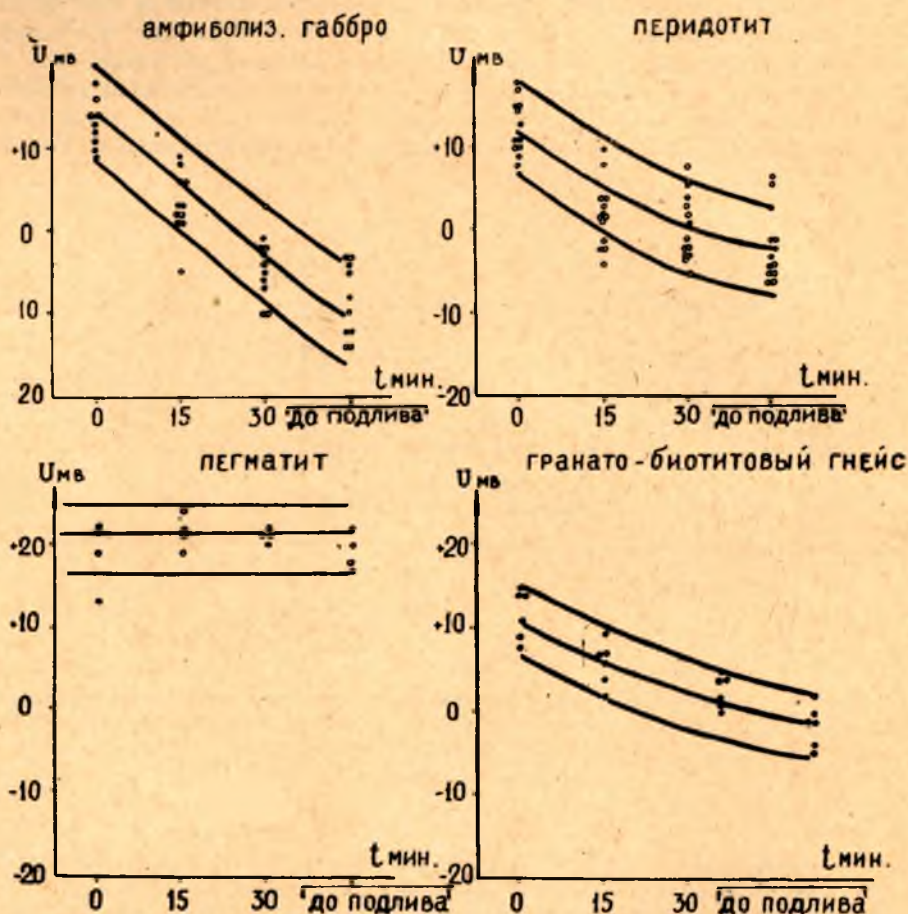


Рис. 6. Характер зависимости величины потенциала естественного поля от времени фильтрации воды в наносах (для различных пород)

Таблица 1

Величина аномалии, мв ($U_{\text{макс.}} - U_{\text{норм. поля}}$)	Количество аномалий	
	всего	в процентах от общего числа
Более 30	82	31
От 15 до 30	119	44
От 10 до 15	39	13
Максимум отсутствует (меньше 10)	34	12
Всего	274	100

Работы методом естественного поля проведены на пегматитовых жилах всех типов (по Л. Л. Гродницкому), кроме жил третьего типа, представляющих наибольший промышленный интерес. Такие жилы вырабатываются сразу же после их открытия, и провести исследования не представилось возможности. В табл. 2 приводится сопоставление величины аномалии естественного поля с пегматитами различного типа. Из таблицы видно, что пегматитовые жилы всех типов, кроме первого, создают практически одинаковые аномалии. Относительная величина аномалий естественного электрического поля над пегматитами первого типа мала, часто такие жилы вообще не создают аномалий.

Таблица 2

Тип жил (по Л. Л. Гродницкому)	Количество аномалий естественного поля	Средняя относительная величина аномалии, <i>мв</i>
I	96	21
II	47	32
IV	20	33
V	8	31

Кроме естественных электрических полей, связанных с пегматитовыми жилами, на месторождениях слюды широко распространены естественные электрические поля, образованные потенциалами фильтрации, которые часто наблюдаются в местах переходов возвышенностей в болота. Градиент аномалии естественного поля при этом составляет примерно 3 *мв* на 1 *м*, а форма ее является зеркальным отображением рельефа местности. Такие же аномалии описываются и в других районах страны (Бермуханов, 1964). Значительно реже на слюдяных месторождениях встречаются интенсивные отрицательные аномалии естественного электрического поля, которые связываются с минерализованными зонами тектонических нарушений. Относительная интенсивность таких аномалий достигает 400 *мв*, ширина — 50 *м*, а длина 70—100 *м*.

Итак, методом естественного электрического поля хорошо отмечаются пегматитовые жилы, перекрытые как четвертичными отложениями, так и коренными породами значительной мощности. В связи с этим метод естественного поля рекомендуется включать в геофизический комплекс при поисках пегматитов вначале как проверочный на небольших площадях, а затем, после накопления фактического материала, возможно, как основной метод.

ЛИТЕРАТУРА

- Аузин А. К., Логвинец М. Н. Наблюдения потенциала естественного электрического поля с одновременной поливкой лунок для заземлений. Уч. зап. ЛГУ, № 278, 1959.
- Бермуханов Ш. Опыт подземных наблюдений естественного электрического поля. Изв. вузов. Геология и разведка, № 12, 1964.
- Бухникашвили А. В. Электроразведка в рудной геологии Закавказья. Тбилиси, Изд. АН Груз. ССР, 1962.
- Вешев А. В., Семенов А. С., Новожилова М. Е. Новый вид естественного электрического поля в земле. ДАН СССР, Новая серия, т. XXXVII, № 6, 1952.

Голод М. И. Об использовании метода естественного электрического поля при разведке пегматитовых жил. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 1, Л., 1962.

Гродницкий Л. Л. Тектурно-минералогическая классификация слюдоносных пегматитов Северной Карелии и ее положение в общей систематике гранитных пегматитов. В сб.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1967.

Губкин А. Н. Электреты. М., 1961.

Новожилова М. Е. Оценка различных способов работы методом естественного поля по схеме градиента. Геофизические методы разведки. М., 1955.

Рысс Ю. С., Тясто А. С. Скважинный вариант метода естественного электрического поля. Л., ОНТИ ВИТР, 1960.

Рысс Ю. С. Основные особенности меняющихся естественных электрических полей в земле и их геологическое значение. Тр. ВИТР, 3, 1961.

Свешников Г. Б. О факторах, определяющих возникновение естественного электрического поля на сульфидных месторождениях. В сб.: Вопросы рудной геофизики, вып. 2, М., 1961.

Семенов А. С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., 1955.

Семенов А. С., Новожилова М. Е., Вешев А. В. Меняющееся естественное электрическое поле в земле. В сб.: Вопросы рудной геофизики, М., 1957.

Тарасов Г. А. Влияние наносов в методе естественного электрического поля. Уч. зап. ЛГУ, вып. 10, № 249, 1958.

Тарасов Г. А. Электрическое поле над комплексом вертикально поляризованных проводящих сфер. В сб.: Вопросы рудной геофизики, вып. 2, М., 1961.

Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., 1962.

Jordache Sim. Rezultate privind cercetarea rocilor pegmatitice prin metoda determinarii cimpurilor electrice naturale. «Asoc. geol. Carpato-Balkan Congr. 5-lea, 1961, Bucuresti. Vol. 6». Bucuresti, 1963.

М. И. ГОЛОД

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА СРЕДИННОГО ГРАДИЕНТА ПРИ ПОИСКАХ СЛЮДЯНЫХ ПЕГМАТИТОВ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Метод срединного градиента в последнее время в связи с широким использованием токов низкой частоты вновь привлекает внимание большого числа геофизиков. Этот метод разрабатывался и применялся А. С. Семеновым, А. В. Вешевым, И. М. Блохом и другими исследователями (Семенов, Турчанинов, Бархатов, 1961; Вешев, 1965; Блох, 1962; Волчек, 1962, 1964; Поляков, 1958, 1962; Редозубов, 1961; Петров, 1964; Игнатьева, 1961; Яковлев, Дикгоф, 1959). Большой вклад в разработку метода срединного градиента применительно к поискам слюдяных пегматитов Карелии внесли геофизики Северо-Западного геологического управления А. И. Иванов, П. А. Лебедев, Г. Ш. Меламед, Н. Н. Тарасов. Основное преимущество метода срединного градиента перед другими методами электроразведки — его высокая производительность. Кроме того, при работе этим методом влияние неоднородности пород вблизи питающих заземлений постоянно, поэтому кривая Q_k не осложнена дополнительными экстремумами, как при работе, например, методом симметричного профилирования. В то же время интенсивность аномалий всех модификаций электропрофилирования над маломощным пластом высокого сопротивления, каким является пегматитовая жила, примерно одинакова (симметричная установка — 100%, трехэлектродная — 110%, дипольная — 115%), поэтому и разрешающая способность методов одинакова (Блох, 1962).

Параметрические измерения удельного электрического сопротивления пород некоторых слюдяных месторождений показали, что пегматит обладает несколько большим сопротивлением, чем вмещающие его гнейсы (наиболее вероятные значения соответственно — 15 500 и 7000 — 12 000 ом.м). Однако разница в сопротивлении невелика, и интенсивность аномалий над жилами чаще всего достигает лишь 20—50%. К тому же количество максимумов Q_k , полученных за счет влияния пегматитовых жил, составляет всего несколько процентов от общего их количества. Остальные аномалии своим происхождением обязаны электрической неоднородности коренных пород и наносов. Все это чрезвычайно затрудняет интерпретацию графиков Q_k .

В статье рассматривается влияние некоторых геологических неоднородностей на поле кажущегося сопротивления слюдяных месторождений, полученное методом срединного градиента.

А. ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ВМЕЩАЮЩИХ КОРЕННЫХ ПОРОД

При электропрофилировании на слюдяных месторождениях Карелии получается поле кажущегося сопротивления, характеризующееся частым чередованием максимумов и минимумов Q_k — до 10 экстремумов на 100 м



профиля. Такой характер поля объясняется, по-видимому, частым чередованием пород, хотя и обладающих одинаковым петрографическим составом, но в различной степени трещиноватых и обводненных. Контакты таких пород и являются причиной усложнения графика кажущегося сопротивления.

На рис. 1а приведена экспериментальная кривая Q_k , полученная в водном баке на контакте вода — дерево. Для кривой характерен максимум и резкий перепад сопротивления при пересечении контакта. Особенно резкие перепады наблюдаются при малой мощности наносов и малых размерах приемной цепи, так как на отрезке, равном величине MN, кажущееся сопротивление изменяется от q_1 до q_2 (где q_1 и q_2 — удельные электрические сопротивления контактирующих сред). Пересечение большого количества контактов электрически разнородных сред и приводит в полевых условиях к тому, что при съемке градиентов получается резко расчлененный график Q_k .

Из сказанного следует также, что дальнейшее уменьшение величины MN (менее 10 м, принятых при поисках пегматитов) приведет к еще большему усложнению графика кажущегося сопротивления.

Месторождения слюды сложены различными по трещиноватости, составу и зернистости гнейсами. На небольших расстояниях одни разновидности этих пород могут переходить в другие. При электропрофилеировании над этими породами получаются аномалии Q_k , сходные по форме с аномалиями, полученными над пегматитами. Ширина аномалии зависит от расстояния между контактами различных пород, а ее величина будет тем больше, чем больше отличаются друг от друга по трещиноватости, обводненности и петрографическому составу перемежающиеся породы. Большое значение имеет при этом физическое состояние породы — ее трещиноватость и заполненность трещин водой (минерализация воды в коренных породах месторождений практически одинакова). Некоторое влияние на электрическое сопротивление гнейсов оказывает их зернистость: грубополосчатые гнейсы, представленные дистено-биотитовыми и двуслюдяными разностями, лучше поддаются разрушению, чем слабополосчатые и мелкозернистые гранато-биотитовые гнейсы. Соответственно и удельное сопротивление грубополосчатых гнейсов меньше, чем слабополосчатых.

Большое влияние на кривую Q_k при работе методом срединного градиента в условиях частой перемежаемости пород имеет расположение питающих электродов относительно контакта пород с различным сопротивлением. Этот вопрос изучался путем постановки эксперимента в водном баке размером $140 \times 80 \times 80$ см. Измерения проводились методом срединного градиента на токе низкой частоты (аппаратура АНЧ-1). Величина разностей питающих электродов 50 см, приемных — 1 см, т. е. в 1000 раз меньше, чем в реальных условиях. В качестве «породы» высокого сопротивления применялось вымоченное дерево с удельным электрическим сопротивлением, в 3—4 раза превышающим сопротивление воды, в качестве модели пегматитовой жилы использовались стеклянные и мраморные пластины, размеры которых составляли 1:1000 размера пегматитовых жил. На рис. 2 приведены графики Q_k , полученные в водном баке над контактом вода — дерево при различном расстоянии питающих электродов от контакта. Получена прямая зависимость величины максимума Q_k от расстояния между питающим электродом А и контактом «пород». При этом значение Q_k изменилось в 1,5 раза. Таким образом, в зависимости от того, где заземлены питающие электроды при съемке

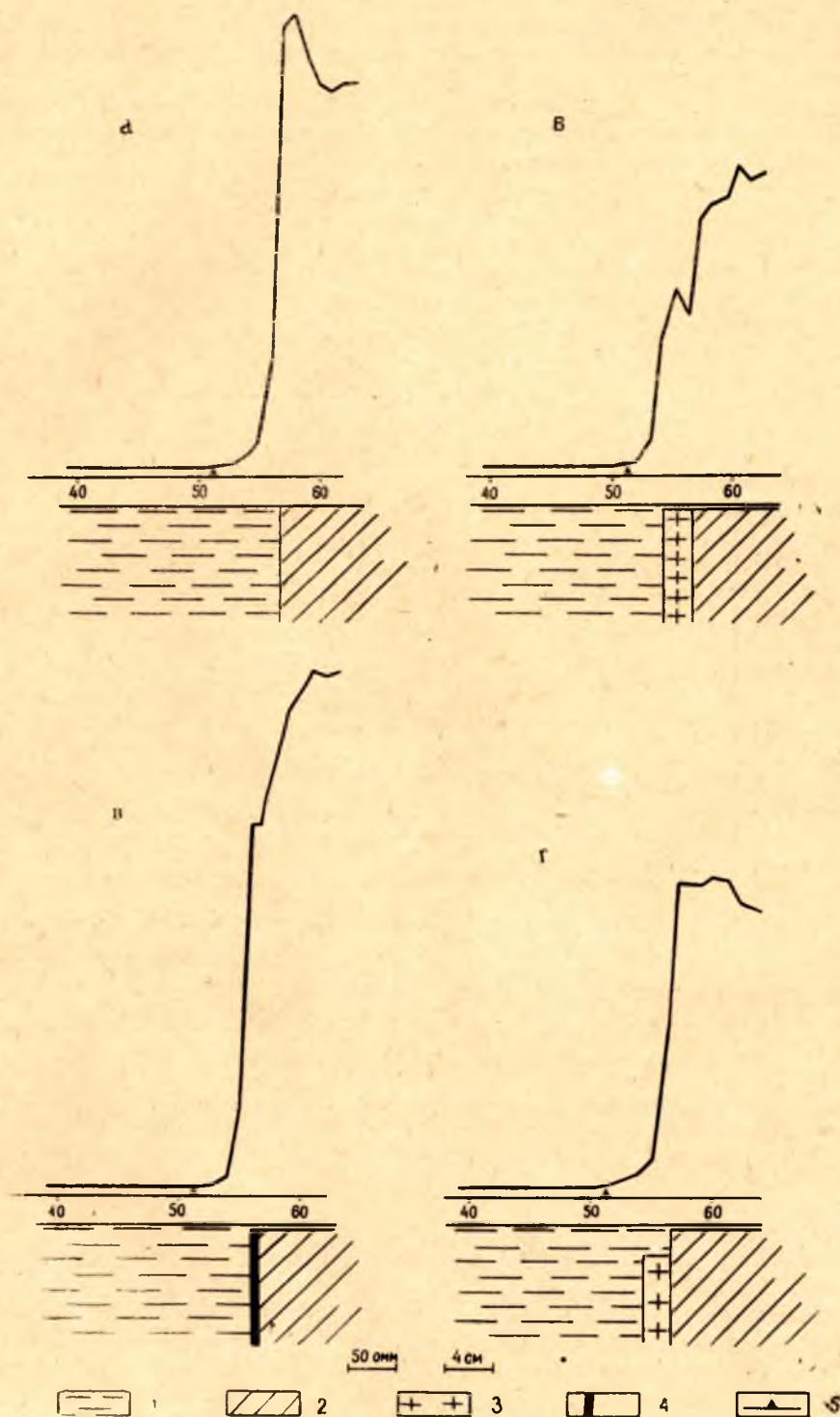


Рис. 1. Экспериментальные кривые Q_k над моделью жилы, залегающей на контакте пород. $AB=50$ см, $MN=1$ см.

а — контакт пород различного сопротивления, б — жила на контакте пород (отношение мощности жилы к глубине ее погружения 12), в — жила на контакте пород (отношение мощности к глубине 3), г — жила на контакте пород (мощность жилы равна глубине ее погружения); 1 — вода, 2 — дерево, 3 — мрамор, 4 — стекло, 5 — центр установки

градиентов, измеренное кажущееся сопротивление может быть намного больше или меньше удельного электрического сопротивления породы (Семенов, 1938).

Аномалии ρ_k , полученные за счет электрической неоднородности коренных пород, часто по характеру и величине неотличимы от аномалий, связанных с пегматитовыми жилами.

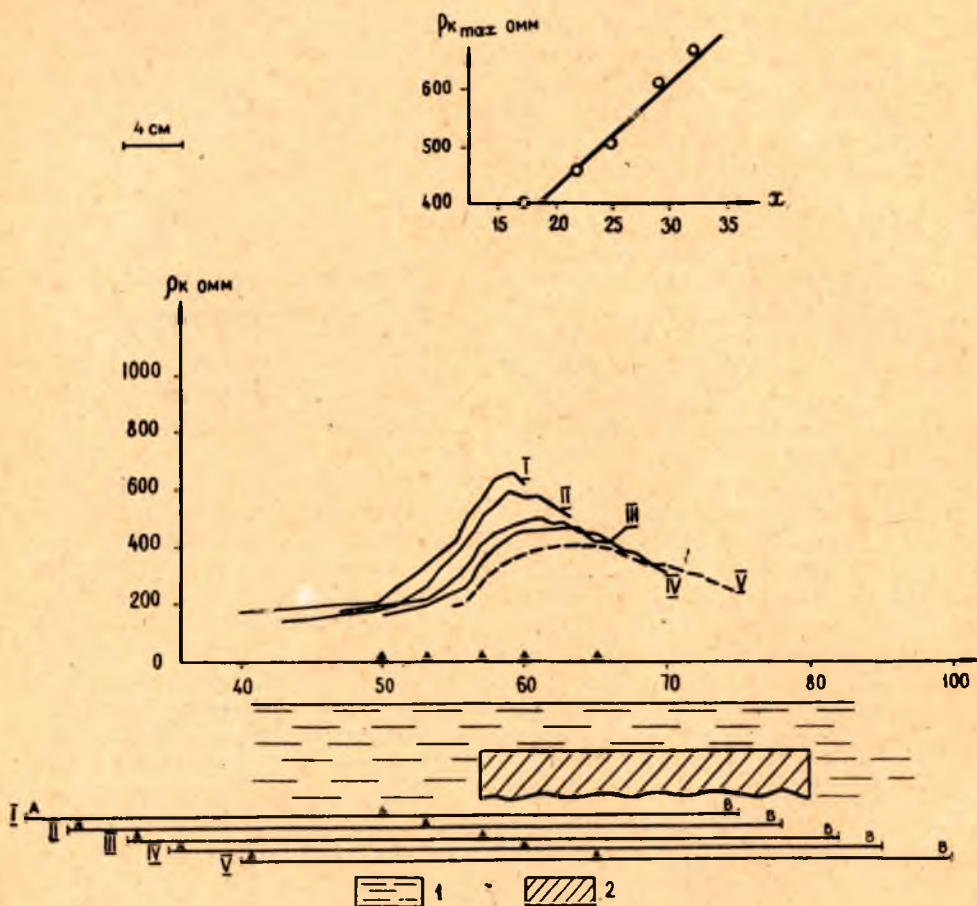


Рис. 2. Экспериментальные кривые ρ_k над контактом пород при различном положении питающих электродов. $AB=50$ см, $MN=1$ см, x — расстояние от электрода А до контакта;

1 — вода, 2 — дерево

Б. НЕОДНОРОДНОСТЬ НАНОСОВ

Удельное электрическое сопротивление четвертичных отложений на месторождениях слюды Северной Карелии изменяется в широких пределах — от 200 до 20 000 ом. Расчеты показывают, что даже над электрически однородными гнейсами при переходе от одного вида наносов (например, торфа) к другому (глинистому песку) создаются достаточно интенсивные аномалии ρ_k . Эти аномалии по форме напоминают анома-

лии, связанные с пегматитовыми жилами, однако количество их на месторождениях слюды, по-видимому, невелико.

Считается, что некоторое влияние на кривую q_k оказывает изменение мощности наносов вдоль профиля (рельеф коренных пород), так как нередко в горных выработках (канавах, шурфах), пройденных на аномалиях, обнаруживаются уступы коренных пород. С другой стороны, при разносах питающих электродов в 500—1000 м уступ коренных пород с амплитудой 2—3 м не может создать заметной аномалии q_k , если удельное электрическое сопротивление этой породы остается постоянным. Вероятнее всего, что та часть вскрытых в канаве коренных пород, которая перекрыта наносами малой мощности, имеет большее удельное электрическое сопротивление, чем другая часть, перекрытая мощными четвертичными отложениями. Поэтому такие аномалии q_k следует связывать не только с рельефом коренных пород, но и с электрической их неоднородностью.

В. ПЕГМАТИТОВЫЕ ЖИЛЫ

Как отмечалось выше, над пегматитовыми жилами создаются максимумы q_k за счет разницы в удельном электрическом сопротивлении пегматита и гнейса. Более детальное изучение максимумов показало, что далеко не во всех случаях они соответствуют пегматитовым жилам, часто пегматитовая жила попадает на переход от максимума к минимуму кажущегося сопротивления (перепад q_k), или горизонтальный участок графика на фоне такого перепада (площадка), или небольшой максимум на фоне перепада. Это подтверждается данными табл. 1, составленной по материалам СЗТГУ и Института геологии.

Таблица 1

Характер кривой кажущегося сопротивления	Количество пересечений жил	В проц. от общего количества пересечений
Максимум	113	44,3
Перепад	104	40,8
Площадка на перепаде	9	3,5
Максимум на перепаде	10	3,9
Минимум	6	2,4
На графике жила не отмечается	13	5,1
Итого	255	100

Итак, только над 44,3% исследованных пегматитовых жил при съемке градиентов получаются максимумы q_k . В то же время около половины всех жил попадает на перепады кажущегося сопротивления. Такая связь, по-видимому, обусловлена тем, что на границе пород с различными физическими свойствами создавались наиболее благоприятные условия для образования трещин, где и развивались пегматитовые жилы. Действительно, «рудные тела часто бывают приурочены к контактам пород с резко

различными механическими свойствами: такие контакты на многих площадях представляют собой ослабленные зоны» (Вольфсон, 1960).

Таким образом, пегматитовые жилы слюдяных месторождений располагаются как на контактах электрически разнородных сред, так и среди более или менее однородных пород. Первые из них попадают на перепады кривой Q_k , вторые — под максимумы Q_k .

При расположении непроводящего пласта на границе двух сред различаются два случая:

1) удельное электрическое сопротивление пласта Q_2 имеет промежуточное значение между сопротивлениями вмещающих пород ($Q_1 > Q_2 > Q_3$ или $Q_1 < Q_2 < Q_3$),

2) удельное электрическое сопротивление пласта больше сопротивления вмещающих пород ($Q_1 < Q_2 > Q_3$).

В первом случае при малой относительной мощности пласта (отношение мощности пласта к мощности перекрывающих наносов) его присутствие вообще не повлияет на ход кривой кажущегося сопротивления, получится обычная кривая, указывающая на контакт различных по сопротивлению пород, т. е. перепад Q_k . При увеличении относительной мощности пласта (жилы) на кривой кажущегося сопротивления получается горизонтальная площадка, соответствующая пегматитовой жиле, а при дальнейшем увеличении мощности площадка преобразуется в максимум. Во втором случае, если сопротивление жилы превосходит сопротивление вмещающих пород, над ней получается максимум Q_k .

Характер кривой Q_k над пегматитовыми жилами, залегающими в контакте пород различного сопротивления, показан на рис. 2. Здесь ясно видно, что над мощной неглубокозалегающей пластиной получается максимум на фоне перепада Q_k , а над маломощной пластиной — площадка на фоне перепада Q_k .

На рис. 3 приведены примеры полевых графиков Q_k , полученных на нескольких месторождениях слюды Северной Карелии:

а) мощность жилы намного превышает мощность наносов. Такие тела отмечаются отчетливыми максимумами Q_k . При очень большой мощности тела максимум над ним может быть осложнен относительным минимумом;

б) мощность жилы больше мощности наносов. Эти жилы отмечаются максимумами на фоне перепада кривой кажущегося сопротивления;

в) мощность жилы примерно равна мощности наносов. Такие тела отмечаются площадками на фоне перепада кривой кажущегося сопротивления. Это — результат влияния как контакта электрически разнородных пород, так и пегматитовой жилы, расположенной на этом контакте;

г) мощность жилы намного меньше мощности наносов. Маломощные жилы не отмечаются максимумами Q_k , им соответствует аномалия от контакта пород различного сопротивления — перепад Q_k .

Некоторые пегматитовые жилы расположены в пределах тектонических зон разломов, отмечающихся минимумами кажущегося сопротивления. Пегматит в этих зонах трещиноват и обводнен, по своему сопротивлению он не отличается от вмещающих гнейсов. Таких жил, как видно из табл. 1, немного, не более 7—8% от всех изученных тел.

Таким образом, подавляющая часть слюдяных пегматитов при электропрофилировании отмечается или максимумом, или перепадом кажущегося сопротивления. В последнем случае также всегда имеется максимум Q_k , хотя и в некотором отдалении от жилы. Поэтому аномалии Q_k следует проверять длинными канавами или (что намного лучше) профилями сква-

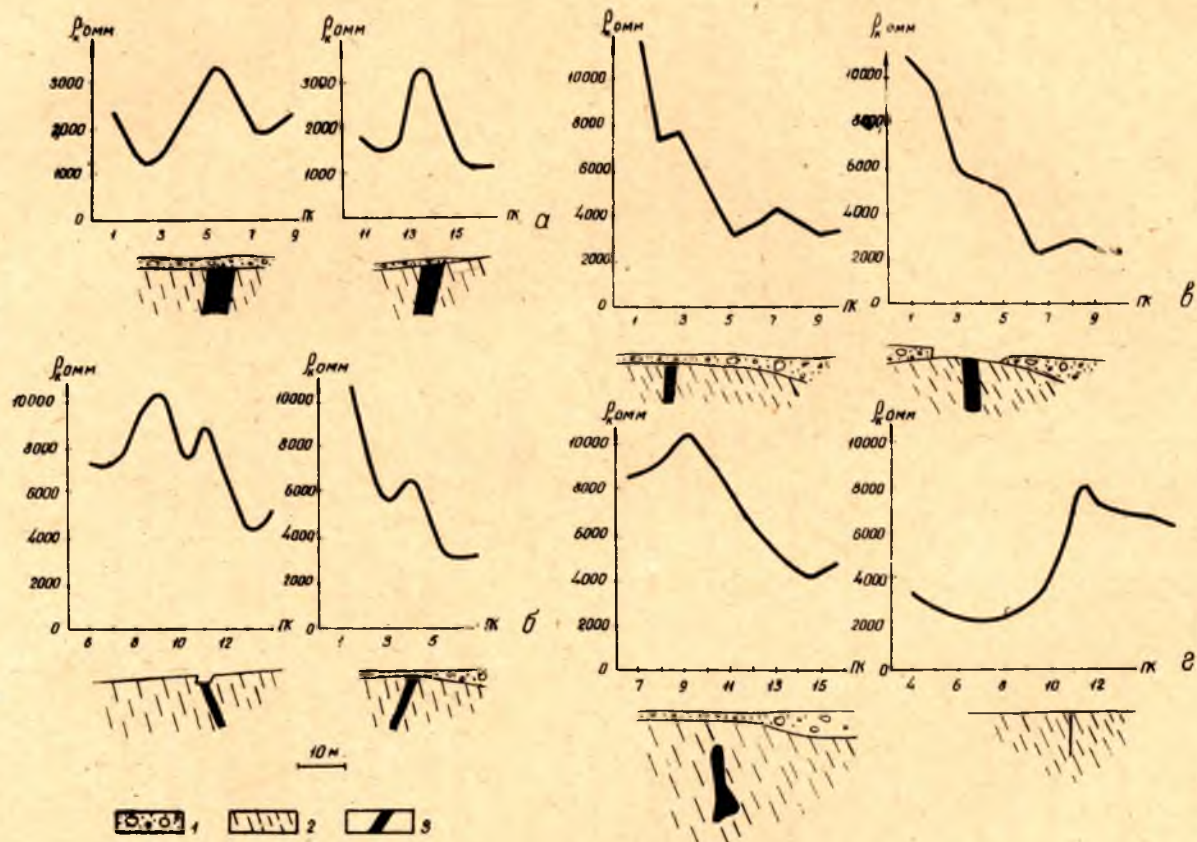


Рис. 3. Графики кажущегося сопротивления над пегматитовыми жилами:
1 — четвертичные отложения, 2 — гнейсы, 3 — пегматитовые жилы

жин колонкового бурения. В табл. 2 приводятся результаты такой проверки на одном из северокарельских месторождений слюды, где на одном и том же участке пройдены скважины и на аномалиях Q_k и вне их.

Таблица 2

Скважины пройдены	Количество пройденных скважин	Кол-во под- сечений пегматита	Процент подтверж- даемости	Кол-во подсечений на глубине, м				
				до 25	25—50	50—75	75— —100	свы- ше 100
На аномалиях	72	63	87,5	25	30	4	4	—
Вне аномалий	67	46	68,5	4	13	12	6	11

Анализ этой таблицы показывает: а) методом срединного градиента на данном месторождении почти не пропускаются пегматитовые жилы, залегающие на небольшой глубине — при проверке аномалий Q_k пегматит встречен до глубины 50 м в 55 случаях, при бурении вне зон — в 17, причем подавляющее число из них — это те же жилы в других сечениях; б) метод срединного градиента эффективен только при поисках жил на небольшой глубине — до 50 м, причем апикальная часть этих жил должна находиться не более чем в 5—10 м от поверхности (при мощности тел более 1—2 м). Глубокозалегающие пегматитовые жилы максимумами Q_k не отмечаются: 8 подсечений после 50 м против 29 подсечений поисковыми скважинами.

ВЫВОДЫ

Экспериментальные и полевые работы, проведенные методом срединного градиента на месторождениях слюды Северной Карелии, приводят к следующим основным выводам:

1. Пегматитовые тела отмечаются не только максимумами, но и перепадами Q_k , что надо учитывать при интерпретации графиков, полученных методом срединного градиента.

2. Метод срединного градиента следует включать в поисковый комплекс только на первом этапе прямых поисков, когда необходимо обнаружить мощные и неглубокозалегающие пегматитовые жилы.

При поисках глубокозалегающих пегматитовых тел метод срединного градиента может быть использован только как картировочный — для выделения зон тектонических нарушений и блоков монолитных пород, с которыми могут быть связаны пегматитовые тела.

ЛИТЕРАТУРА

Блох И. М. Электропрофилирование методом сопротивлений. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Вешев А. В. Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л., Изд-во «Недра», 1965.

Волчек В. С. Определение угла склонения плохопроводящих тел методом срединного градиента. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 1, Л., Гостоптехиздат, 1962.

Волчек В. С. Приближенное определение линейных размеров плохопроводящих тел методом срединного градиента. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 3, М., 1964.

Вольфсон Ф. И. Структуры рудных полей и месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Игнатьева Т. С. Рекомендации по применению комплекса съемки срединных градиентов и микромагнитной съемки при поисках редкометальных пегматитовых жил. Тр. ВИТР, 3, 1961.

Петров П. А. Метод срединных градиентов с круговыми измерениями напряженности поля и его применение для целей геологического картирования. Инф. сообщение, вып. 39 (I), ОНТИ ВИЭМС, М., 1964.

Поляков А. С. Влияние рельефа на результаты метода срединного градиента. В сб.: Геофизические методы разведки в Казахстане. Алма-Ата, 1958.

Поляков А. С. Уточнение аномалий комбинированного профилирования наблюдениями по методу срединного градиента. В сб.: Вопросы разведочной геофизики, вып. 2, М., 1962.

Редозубов А. А. Об изменении глубины исследования методом срединного градиента в различных частях профиля. Тр. СГИ, вып. 40, 1961.

Семенов А. С. Боковые влияния. Материалы ЦНИГРИ. Геофизика, сб. 5, М.—Л., 1938.

Семенов А. С., Турчанинов Л. В., Бархатов Д. Р. Метод срединного градиента при крупномасштабном геологическом картировании. В сб.: Вопросы рудной геофизики, вып. 2, М., Госгеолтехиздат, 1961.

Яковлев Г. Е., Дикгоф Ю. А. К вопросу количественной интерпретации результатов электропрофилирования методом срединного градиента. Материалы 1-й конференции молодых научных работников г. Казани, № 1, Казань, 1959.

М. И. ГОЛОД, Г. И. ДМИТРИЕВ, А. С. ГРИШИН

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ МЕТОДА ВЫЗВАННОЙ ПОЛЯРИЗАЦИИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЛЮДЫ

При поисках слюдяных пегматитов в метаморфических гнейсах архея из геофизических методов обычно используется метод срединного градиента. В связи с тем, что при работе этим методом (а также и методом естественного поля) получается много аномалий, не связанных с пегматитовыми жилами, необходимы проверочные методы. Одним из них может стать метод вызванной поляризации.

Метод вызванной поляризации используется, главным образом, для поисков и разведки рудных месторождений (Комаров и др., 1959, 1966) и пока очень ограниченно — для поисков нерудных полезных ископаемых (Šumí, 1965). В данной статье приводятся сведения о поляризуемости горных пород некоторых слюдяных месторождений Северной Карелии и описываются опытные работы, проведенные методом ВП над пегматитовыми жилами.

Поляризуемость горных пород определялась с помощью измерительной части электроразведочной станции ВПО-62 и питающего тока от осветительной сети (через стабилизатор). Исследуемые образцы укреплялись в установке, аналогичной установке ВИТРа (Методика изучения поляризуемости, 1962), время зарядки равнялось 3 мин. Для достижения насыщенности влагой все образцы перед измерениями замачивались в воде в течение суток. Измерения проведены на 124 образцах по двум направлениям, соответствующим их сланцеватости, в таблицу вносилось среднее из этих значений. Измерения вкрест слоистости проведены на 20 образцах, при этом выяснилось, что поляризуемость в этом направлении, в среднем, в 2 раза меньше, чем поляризуемость вдоль слоистости. В табл. 1 приводятся результаты измерений поляризуемости горных пород слюдяных месторождений (в измерениях принимали участие лаборанты Института геологии Б. Н. Клабуков и М. Н. Клабукова).

Таблица 1

Название пород	Кол-во образцов	Поляризуемость через 0,5 сек, %		
		от	до	средн.
Дистено-гранато-биотитовый гнейс	75	0,7	6,0	2,8
Гранато-биотитовый гнейс	32	0,7	4,0	2,5
Биотитовый гнейс из контакта с пегматитом	5	2,0	5,7	4,3
Габбро-норит	4	1,1	2,8	1,9
Пегматит	16	0	2,5	1,3

Из таблицы видно, что поляризуемость дистено-гранато-биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов практически одинакова. Поляризуемость пегматита примерно в 2 раза меньше, чем поляризуемость пород его вмещающих. В то же время поляризуемость гнейсов, взятых вблизи контактов с пегматитовыми жилами, почти в два раза превышает поляризуемость гнейсов, расположенных вдали от них. Установлено также, что чистые минералы пегматитовых жил (кварц, плагиоклаз) имеют очень малую поляризуемость (0—1%), порода же, состоящая из нескольких минералов, в том числе из слюд, особенно мелкозернистая, по поляризуемости приближается к гнейсам.

Высокие значения поляризуемости многих образцов, вероятно, связаны с присутствием в гнейсах минералов, обладающих электронной проводимостью. Минералогический анализ гнейсов, проведенный Петрозаводским институтом геологии (аналитик Н. Д. Сыромятина), показал, что из таких минералов в дистено-гранато-биотитовых гнейсах чупинской толщи существенно преобладает пирротин, а в амфиболо-биотитовых и биотитовых гнейсах хетолабинской толщи — пирит и магнетит. В табл. 2 показано содержание железистых минералов в породе.

Таблица 2

Название пород	Количество анализов	Содержание минералов в породе, %								
		пирротин			пирит			магнетит		
		от	до	средн.	от	до	средн.	от	до	средн.
Дистено-гранато-биотитовый гнейс	22	ед. зн.	1,5	0,3	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	0,1	0,01
Амфиболо - биотитовый гнейс	7	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	0,6	0,12	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.	ед. зн.
Биотитовый гнейс	8	ед. зн.	0,6	0,12	0,01	5,4	0,8	ед. зн.	1,2	0,2

Какой-либо зависимости между поляризуемостью породы и содержанием в ней электропроводящих минералов не установлено. Однако измерение поляризуемости образцов пород, отобранных по профилю вкрест пегматитовой жилы на разных расстояниях от нее, показало, что наибольшая поляризуемость характерна для прижильных участков, что может быть связано с околожильными изменениями гнейсов. Ширина зоны гнейсов повышенной поляризуемости равна примерно 10 м с каждой стороны пегматитовой жилы.

Так как поляризуемость пегматита мала, а гнейса вблизи контакта высока, над пегматитовой жилой при профилировании должен получаться минимум η_k , а у контактов — максимум. При шаге наблюдений, превышающем мощность пегматитового тела, над ним может быть получен и максимум кажущейся поляризуемости.

Полевые работы методом вызванной поляризации проведены на пяти месторождениях слюды Северной Карелии. Наблюдения осуществлялись с помощью электронного стрелочного компенсатора ЭКС-1 и специальной приставки-реле времени, позволяющей измерять разность потенциалов приемных электродов через 0,25 и 2 сек после выключения тока в цепи АВ. Использовался метод срединного градиента с АВ=200 м, MN=10 м, шаг наблюдений равнялся 5 м. Время «зарядки» 3 мин, изме-

рения проводились через 0,25 сек после выключения тока в цепи АВ. Над всеми исследованными жилами или в непосредственной близости от них получены максимумы кажущейся поляризуемости. Ниже рассматриваются некоторые особенности графиков η_k над пегматитовыми жилами.

1. Ширина аномалий η_k . На месторождении слюды I исследования проведены над кварцевой и пегматитовой жилами, выходящими на дневную поверхность (рис. 1). Обе жилы отмечаются интенсивными, выше

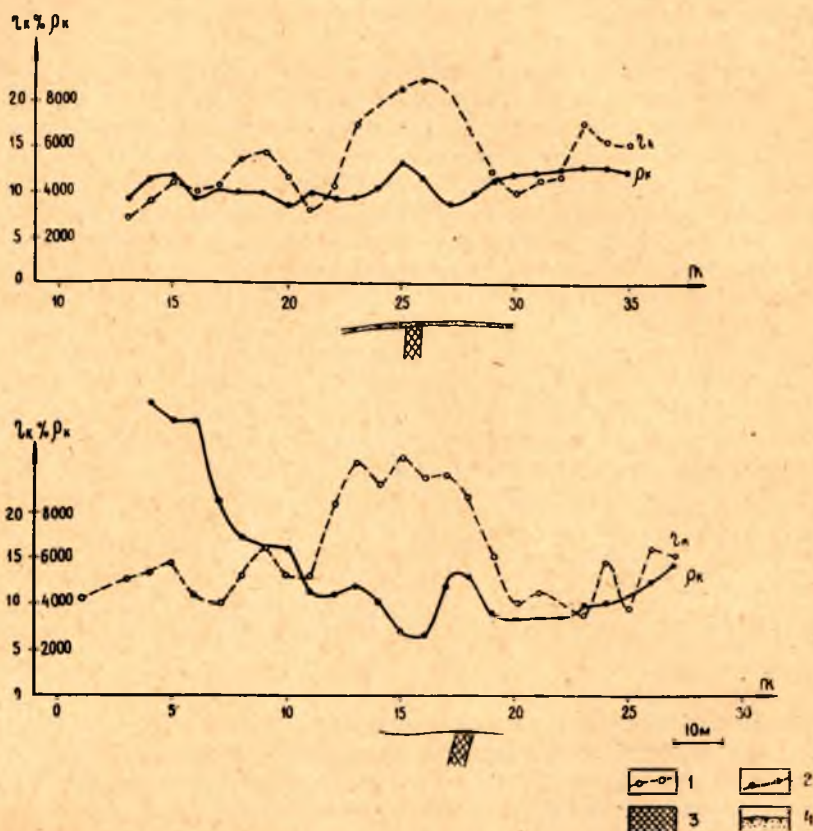


Рис. 1. Графики η_k и ρ_k над кварцевой и пегматитовой жилами месторождения I:

1 — кривая η_k , 2 — кривая ρ_k , 3 — жила, 4 — четвертичные отложения

20% максимумами кажущейся поляризуемости при нормальном поле порядка 10%. Характерно, что ширина максимума η_k превышает мощность жилы в 10 раз. Это говорит о влиянии околожильных измененных пород на кривую кажущейся поляризуемости. В то же время максимумы ρ_k над этими жилами по ширине превосходят мощность жил только в 2 раза. Таким образом, околожильные изменения не влияют на сопротивление пород, но сильно сказываются на ее поляризуемости.

2. Приуроченность максимумов η_k . На месторождении II работы методом ВП проведены над пегматитовыми жилами, перекрытыми наносами мощностью примерно равной мощности жил. Значения η_k по про-

филям, пересекающим эти жилы, достигают 15% при нормальном поле 7—8%. Однако над самими пегматитовыми телами значения кажущейся поляризуемости близки к нормальным. Максимум η_k приурочены к приконтактным зонам. Следовательно, не сами пегматиты являются причиной возникновения максимумов η_k , а измененные приконтактные породы — гнейсы. Над самой жилой может получиться минимум (как в данном случае) или максимум, в зависимости от величины разносов при-

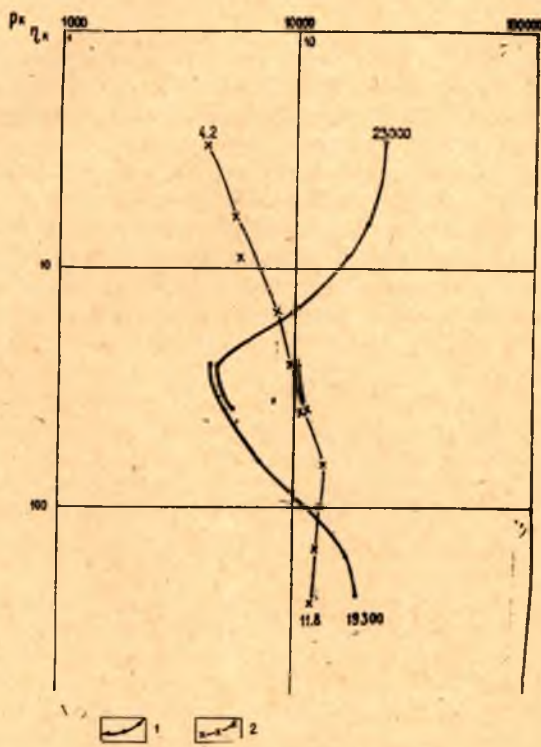


Рис. 2. Кривые ВЭЗ, снятые методами сопротивления и вызванной поляризации:

1 — кривая ρ_k ; 2 — кривая η_k (время «зарядки» — 2 мин измерения через 0,25 сек после выключения тока)

емных электродов и соотношения мощностей жилы и наносов. Максимумы η_k расположены примерно в 5 м по обе стороны пегматитовых тел, что хорошо согласуется с данными, полученными при изучении поляризуемости образцов пород. Таким образом, максимум кажущейся поляризуемости при работе методом ВП может быть получен или над самой пегматитовой жилой или в непосредственной близости от нее.

3. Влияние электрических неоднородностей. Известно, что в отличие от графиков ρ_k на графики η_k не влияет рельеф дневной поверхности и обводненные зоны трещиноватости (Комаров и др., 1959), что выгодно отличает метод ВП от других методов электроразведки. Проведенные работы подтверждают это положение. На рис. 2 представлены кривые

вертикального зондирования, снятые обычной установкой и методом ВП над пегматитовой жилой вблизи обводненной тектонической зоны разлома. Мощность жилы 20 м, мощность перекрывающих ее наносов — около 15 м.

Кривая ВЭЗ, снятая методом сопротивления, искажена за счет зоны разлома и может быть принята за трехслойную кривую с промежуточным проводящим слоем. Кривая ВЭЗ, снятая методом ВП, искажений не имеет и при разносах $\frac{AB}{2} = 80$ м выходит на асимптоту со значением η_k около 12%.

Итак, работы методом вызванной поляризации, проведенные в небольшом объеме на слюдяных месторождениях Северной Карелии, показали, что пегматитовые жилы или прижилные участки гнейсов отмечаются максимумами кажущейся поляризуемости; метод ВП должен иметь большую глубинность, так как им выделяется зона изменения пород мощностью в 10—20 м; на результаты работы методом ВП не влияют многочисленные на слюдяных месторождениях обводненные тектонические зоны разломов. Метод вызванной поляризации следует включать наряду с методами срединного градиента и естественного поля в комплекс геофизических методов при поисках слюдяных пегматитов.

ЛИТЕРАТУРА

Комаров В. А., Иоффе Л. М., Семенов М. В. Метод вызванной поляризации. Обмен опытом ВИТР, вып. 20, 1959.

Комаров В. А., Пишпарева Н. А., Семенов М. В., Хлопонина Л. С. Теоретические основы интерпретации наблюдений в методе вызванной поляризации. Л., издательство «Недра», 1966.

Методика изучения поляризуемости образцов горных пород. Обмен опытом ВИТР, вып. 56, 1962.

Sumi. Prospecting for Non-Metallic Minerals by Induced Polarization. Geophysical prospecting, Vol. XIII, N 4, 1965.

Г. Ш. МЕЛАМЕД

ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОРАЗВЕДКИ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ КАРТИРОВАНИИ ДИЗЪЮНКТИВНЫХ НАРУШЕНИЙ НА СЛЮДЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Слюдяные месторождения Северной Карелии приурочены к беломорскому комплексу метаморфических пород архейского возраста, который разделяется на несколько толщ. Особый интерес представляет чупинская толща, сложенная гранато-биотитовыми, дистено-гранато-биотитовыми и биотитовыми плагиогнейсами, к которой приурочены все промышленные месторождения слюды-мусковита (Шуркин и др., 1962). Весь этот комплекс пород вытягивается в северо-западном направлении и образует юго-западное крыло синклиория первого порядка, ось которого проходит вдоль Кандалакшского залива Белого моря. Система складок северо-западного направления осложняется структурами северо-восточного направления. Сочетание структур двух направлений создает довольно сложный складчатый рисунок (Горлов, 1960). Параметаморфические породы прорваны интрузиями основных и кислых пород нескольких возрастов.

Большие трудности при геологической съемке встречаются при картировании древней тектоники. Объясняется это плохой обнаженностью площадей месторождений и тем, что в отличие от более молодых областей, в данном районе разрывные нарушения недостаточно отчетливо проявлены и часто залечены и изменены более поздними процессами. Большую помощь в картировании тектонических нарушений могло бы оказать бурение, но высокая стоимость буровых работ резко ограничивает возможность их применения. В то же время различие электрического сопротивления гнейсов, слагающих слюдяные месторождения, создает благоприятные условия для применения метода электроразведки, который может помочь в расшифровке их геологического строения.

Электрическое сопротивление горных пород, слагающих слюдяные месторождения, зависит в основном от водонасыщенности пород и в меньшей мере — от их петрографического состава (Семенов, 1949; Голод, Меламед, 1963; Дортман и др., 1964).

Данные многочисленных наблюдений на слюдяных месторождениях Северной Карелии показали, что зоны пониженного кажущегося сопротивления обусловлены тектоническими нарушениями. Благоприятными факторами при выделении зон пониженного кажущегося сопротивления, вызванных тектоническими нарушениями, являются близость к поверхности уровня грунтовых вод и сравнительное постоянство их удельного электрического сопротивления (около 120 ом).

Наличие зон тектонических нарушений, выявленных по пониженным значениям ρ_k , подтверждается геологическими наблюдениями на обнаже-

ниях, по скважинам колонкового бурения и в горных выработках. Вблизи зон пониженных Q_k часто наблюдаются подвороты гнейсов, изменение углов падения пород по разные стороны этих зон. В керне скважин, в горных выработках, пройденных в зонах низкого сопротивления, видна мусковитизация, трещиноватость гнейсов и минерализация по этим трещинам (сульфиды, кальцит, хлориты), зеркала скольжения и тектонические глинки.

Все эти геологические наблюдения позволяют утверждать, что большинство зон пониженного сопротивления вызвано разрывными нарушениями. Трещиноватость и обводненность пород могут характеризовать лишь тектонические нарушения, возникшие в пострудный период. Казалось бы, что древние тектонические нарушения, которые обычно залечены перекристаллизованным материалом, не должны отмечаться минимумами Q_k . Однако опыт многочисленных геофизических работ в Северной Карелии показывает, что значительная часть таких нарушений отмечается четкими минимумами. Это обстоятельство можно объяснить только тем, что древние тектонические нарушения подновлялись под действием поздних деформаций. Следовательно, электроразведка выявляет рисунок самых молодых тектонических нарушений, наложенных на древние.

Для выделения зон пониженного сопротивления применяется метод срединного градиента на переменном токе низкой частоты.

Тектонические нарушения и вызванные ими зоны пониженного кажущегося сопротивления по их протяженности, мощности, направлению, геологическим и геоморфологическим особенностям разделяются на пять типов.

Первый тип тектонических нарушений имеет близкое к широтному северо-западное направление ($270-280^\circ$). Эти нарушения наиболее крупные, проходят вдоль больших озер и болот. Как правило, они создают кажущиеся угловые и стратиграфические несогласия в залегании пород. Мощность этих зон достигает 1—2 км, длина по простиранию 30—50 км. На графиках Q_k они выделяются широкими зонами пониженного кажущегося сопротивления величиной до 2000—4000 ом. Первый тип нарушений чаще всего приурочен к крыльям складок второго порядка, вдоль которых проходили древние срывы. Эти нарушения иногда совпадают с участками цепей ультраосновных и основных пород, имеющих субширотное простирание и выделяющихся положительными магнитными аномалиями.

Второй тип тектонических нарушений имеет чаще всего северо-западное направление ($310-330^\circ$), которое совпадает с основным простиранием пород беломорского комплекса. На графиках Q_k эти зоны отмечаются пониженными значениями кажущегося сопротивления от 100 до 2000—4000 ом. Мощность зон достигает 100—150 м, протяженность по простиранию от 1 до 5—10 км. Характерной особенностью нарушений второго типа является то, что направление их совпадает с простиранием гнейсов. Они часто выражаются в рельефе геоморфологическими элементами: озерами, ручьями, болотами, лощинами. Эти тектонические нарушения нередко фиксируются основными и ультраосновными породами, гранитами и, в некоторых случаях, кажущимися стратиграфическими несогласиями в залегании пород. Наличие основных и ультраосновных пород вызывает на древнее заложение этих нарушений, а трещиноватость и минерализация по трещинам указывает на то, что они «омоложены». Второй тип нарушений часто совпадает с древними надвигами, взбросо-сдвигами и сдвигами, которые приурочены к стыкам пород, различных по своим

физико-механическим свойствам. В некоторых случаях эти нарушения совпадают с межпластовыми нарушениями. Когда в зонах нарушений второго типа имеются интрузии основных и ультраосновных пород, они выделяются также положительными аномалиями магнитного поля. Нарушения первого и второго типов ограничивают ряд крупных блоков в пределах беломорского комплекса гнейсов.

Третий тип тектонических нарушений выделяется минимумами Q_k от 1000 до 3000 *ом.м*. Протяженность этих нарушений от первых сотен метров до 1 км, мощность от 5 до 30—50 м. Характерной особенностью нарушений третьего типа является то, что в большинстве случаев они расположены вблизи кустов пегматитовых жил и по направлению совпадают с простиранием пегматитовых зон. Пегматитовые жилы расположены обычно не по оси нарушения, а параллельно ему, на расстоянии от 10 до 100 м. Зоны пониженного сопротивления третьего типа наблюдаются иногда и там, где нет пегматитовых жил, но в этих случаях простираание их отличается от простираания жильных зон.

Тектонические нарушения третьего типа, по данным скважин колонкового бурения, представляют собой зоны, состоящие из серии отдельных мелких трещин. На разрезах, построенных по скважинам колонкового бурения, пересекающим тектонические нарушения третьего типа, не наблюдается сколько-нибудь заметных смещений по трещинам. Подземные выработки (квершлагги), пройденные за пределами жильных зон, как правило, совершенно сухие, но как только они входят в жильную зону, кровля и стенки их становятся влажными, а в некоторых случаях появляется капез.

Иногда к тектоническим нарушениям третьего типа приурочены массивы амфиболизированных пород типа габбро. Эти тела практически немагнитны (магнитная восприимчивость от 0 до $10 \cdot 10^{-6}$ СГС), что объясняется их амфиболизацией (Дортман и др., 1964). Кроме того, встречаются древние нарушения, не затронутые тектоникой. К ним, в частности, относятся жильные зоны. Пегматитовые жилы этих зон приурочены к границам блоков высокого сопротивления и не отмечаются максимумами Q_k . Наблюдаемые случаи несовпадения пострудных нарушений третьего типа с древними указывают на то, что линии деформации в дорудный и пострудный периоды совпадали не на всей площади, а только на отдельных благоприятных участках.

Четвертый тип тектонических нарушений имеет мощность от 10 до 50 м и длину от 200 м до 5—10 км. Направление их преимущественно северо-восточное ($50-80^\circ$). На графиках они выделяются пониженными значениями Q_k до 2000—3000 *ом.м*. На геологических картах по нарушениям четвертого типа иногда наблюдается смещение пластов и горизонтов пород и нарушений второго и третьего типов. Четвертый тип нарушений аналогичен первому и отличается от него меньшими размерами. В известных случаях он тяготеет к крыльям мелких антиклинальных складок третьего и более высоких порядков.

Нарушения второго и четвертого типов разделяют месторождения на отдельные блоки, в пределах которых размещены кусты пегматитовых жил.

К пятому типу нарушений относится ряд мелких трещин северо-восточного и северо-западного направлений, которые пересекают пегматитовые жилы и смещают их на первые десятки метров. Этот тип нарушений, судя по имеющимся материалам, располагается независимо от древней разрывной тектоники.

Приведенная классификация разрывных нарушений является только одной из схем, которая при имеющихся на сегодняшний день данных представляется наиболее вероятной.

В результате поискового и разведочного бурения, которое в больших объемах проводится в последние годы, оказалось возможным проследить по падению тектонические нарушения второго, третьего и четвертого

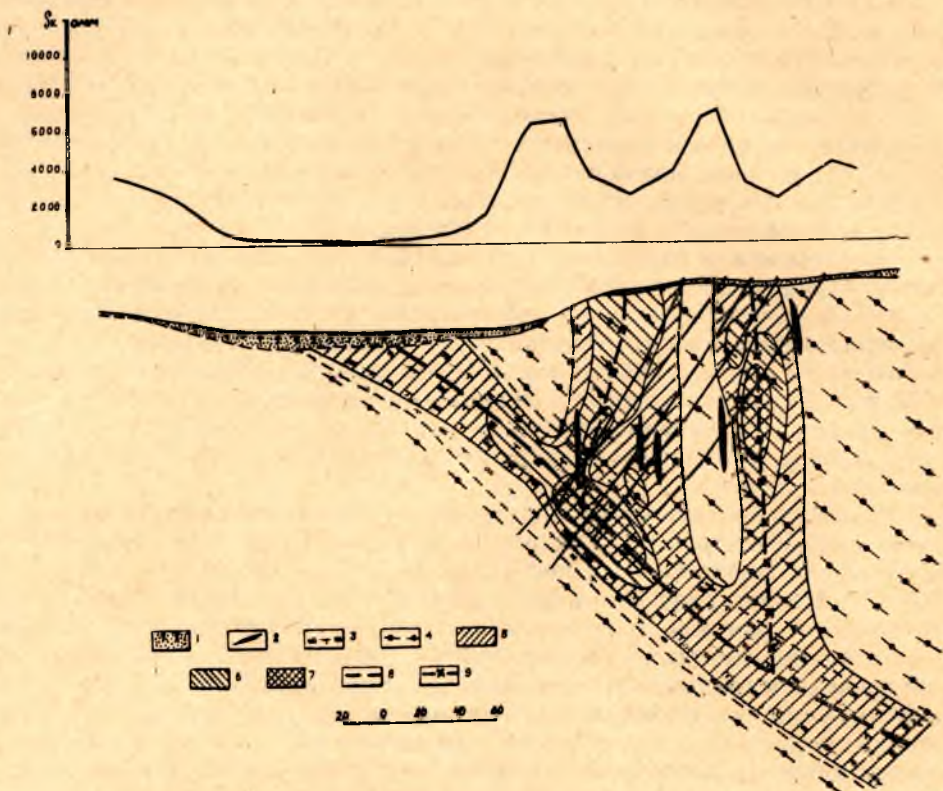


Рис. 1. Геологический разрез через тектонические нарушения второго и третьего типов:

1 — четвертичные отложения, 2 — пегматитовые жилы, 3 — гранитизированные двуслюдяные гнейсы, 4 — гранато-биотитовые гнейсы, 5 — выход керна 80—90%, 6 — выход керна 70—80%, 7 — выход керна меньше 70%, 8 — тектоническое нарушение второго типа, 9 — тектоническое нарушение третьего типа

типов. Для выделения и прослеживания этих нарушений использовалась трещиноватость пород, которая оценивалась по проценту выхода керна на каждом интервале, равном в среднем 20 м. Показатели выхода керна в процентах нанесены на геологический разрез и по ним проведены изолинии равного выхода керна. За нормальный выход была принята величина равная 90—100%.

На рис. 1 показан геологический разрез, полученный на одном из месторождений слюды-мусковита. На разрезе нанесены зоны пониженного выхода керна и график q_k . Тектоническое нарушение второго типа совпадает по направлению с простиранием гнейсов и прослежено по минимумам q_k на расстоянии более чем 2 км. По падению нарушение

совпадает с пластом среднезернистых двуслюдяных гнейсов. Эти гнейсы в значительной степени гранитизированы и трещиноваты. По трещинам наблюдается минерализация (сульфиды, хлориты). От нарушения второго типа под углом $30-40^\circ$ отходят оперяющие зоны третьего типа. Сопряжение этих нарушений отчетливо видно на разрезе. Пегматитовые жилы расположены вблизи оперяющих нарушений третьего типа. В рассматриваемом случае тектоническое нарушение второго типа является межпластовым нарушением.

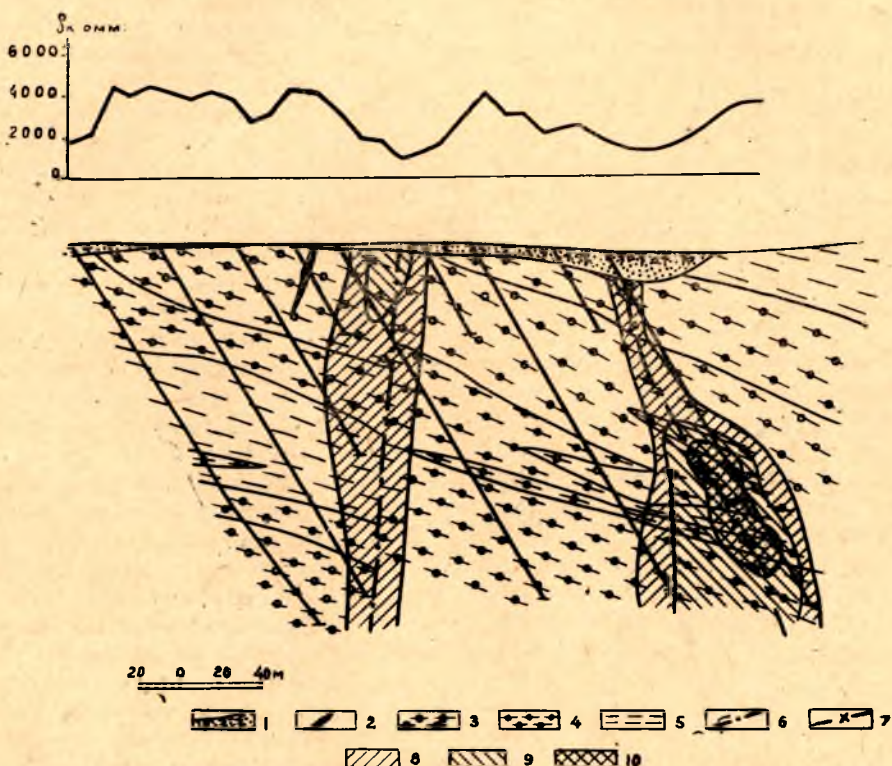


Рис. 2. Геологический разрез через тектоническое нарушение четвертого типа:

1 — четвертичные отложения, 2 — пегматитовые жилы, 3 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 4 — гранато-биотитовые гнейсы, 5 — светло-серые биотитовые гнейсы, 6 — тектоническое нарушение IV типа, 7 — тектоническое нарушение III типа, 8 — выход керна 80—90%, 9 — выход керна 70—80%, 10 — выход керна 60—70%

На рис. 2 приведен геологический разрез, проходящий через тектоническое нарушение четвертого типа. Как по выходу керна, так и по смещению пластов гнейсов в плане и на разрезе можно сделать вывод о том, что в данном случае наблюдается сбросо-сдвиг. Это нарушение четвертого типа имеет направление СВ — 40° и прослежено на расстоянии 1,5 км. На северо-востоке оно доходит до северо-западного нарушения второго типа, где амплитуда сброса достигает 190 м. На юго-запад амплитуда сброса уменьшается и затем полностью затухает. Аналогичные сбросо-сдвиги наблюдаются и на других месторождениях.

Сопоставление графиков ρ_k с картами расположения пегматитовых жил показало, что существует закономерность в приуроченности пегматитовых жил к участкам гнейсов, имеющих определенное электрическое



Рис. 3. Распределение пегматитовых жил по интервалам кажущегося сопротивления гнейсов:

1 — все жилы, 2 — промышленно-ценные жилы

сопротивление (Голод, Меламед, 1963). На основании этих данных, можно выделить две группы пегматитовых жил. На рис. 3 по оси абсцисс отложены значения сопротивления гнейсов, а по оси ординат количество жил в процентах, расположенных в данном интервале ρ_k .

Пегматитовые жилы первой группы, отличающиеся крупными размерами, расположены в гнейсах, с сопротивлением от 2000 до 6000 *омм*. Эти жилы приурочены к зоне перепада значений ρ_k от низких (до 2000 *омм*) к средним (5000—6000 *омм*), т. е. вблизи тектонических нарушений третьего типа и удалены от осей последних на расстояние до 10—100 м (рис. 1). По простиранию они параллельны нарушениям и из-за сильной пострудной раздробленности часто не отмечаются максимумами на графиках ρ_k .

Пегматитовые жилы второй группы расположены в зонах перепада от средних значений ρ_k к высоким (более 10 000—11 000 *омм*), т. е. вблизи монолитных блоков. Такие участки, по-видимому, представляют собой контакты гнейсов с различной механической прочностью, что определило в дальнейшем локализацию пегматитовмещающих трещин именно в этих ослабленных местах (см. статью «Опыт применения метода срединного гра-

диента при поисках слюдяных пегматитов Северной Карелии» в настоящем сборнике).

В гнейсах с сопротивлением выше 10 000—11 000 *омм* расположены только мелкие пегматитовые и кварцевые жилы, не имеющие промышленного значения из-за малых их размеров.

Все описанные выше интервалы кажущегося сопротивления характерны только для месторождений Северной Карелии. При других гео-

морфологических и гидрогеологических условиях эти интервалы могут быть другими. Например, на большинстве месторождений мусковита Кольского полуострова промышленные пегматитовые жилы расположены в интервалах кажущегося сопротивления 8000—15 000 ом.

ВЫВОДЫ

Применение электроразведки на слюдяных месторождениях Северной Карелии показывает, что при геологическом картировании она дает достаточно высокий эффект в изучении структуры пегматитовых полей. Опыт ее применения приводит к следующим выводам:

1. Участки пониженных значений кажущегося сопротивления представляют собой зоны трещиноватых гнейсов, образование которых связано с пострудными тектоническими движениями, т. е. электроразведка выявляет рисунок наиболее молодой разрывной тектоники.

2. Молодые разрывные нарушения в известной мере проходят по древним тектоническим шрамам. Это обстоятельство дает возможность по положению зон пониженного кажущегося сопротивления поднять рисунок древней дорудной тектоники, контролирующей размещение пегматитовых жил.

3. Электроразведка в комплексе с геологической съемкой позволяет выявить участки или зоны, перспективные для поисков слюдоносных пегматитовых жил. По геологическим наблюдениям выделяются продуктивные гранато-биотитовые и дистено-гранато-биотитовые гнейсы, залегающие в благоприятных антиклинальных структурах (Шуркин, Горлов, 1962). В пределах этих площадей выделяются участки, перспективные по геофизическим признакам (наличие тектонических нарушений третьего типа и блоков различного кажущегося сопротивления). Применение комплекса геологических и геофизических поисковых признаков позволяет значительно увеличить эффективность поисково-разведочных работ при поисках слюдоносных пегматитовых жил.

ЛИТЕРАТУРА

Голод М. И., Меламед Г. Ш. Методика геофизических работ при крупномасштабном геологическом картировании и поисках на слюдяных месторождениях Северной Карелии. Доклады V Всесоюзной геофизической конференции, Новосибирск, 1963.

Горлов Н. В. О поперечной складчатости архея северо-западного Беломорья. Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 2, Л., 1960.

Дортман Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. М., Изд-во «Недра», 1964.

Семенов А. С. Удельное электрическое сопротивление руд и пород и общая оценка рудных месторождений как объекта электроразведки. Тр. ВИРГ, вып. 1, 1949.

Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., 1962.

Т. С. ИГНАТЬЕВА

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУСКОВИТА ЧУПИНО-ЛОУХСКОГО СЛЮДОНОСНОГО РАЙОНА

Месторождения мусковитовых пегматитов располагаются среди глубоко метаморфизованных пород архейского и протерозойского возраста. Эти древние немые толщи хорошо раскристаллизованных пород с трудом поддаются геологическому картированию. Для многих районов эти затруднения усугубляются слабой обнаженностью и заболоченностью территорий. Поэтому привлечение геофизических методов для изучения таких районов принесет, несомненно, большую пользу.

При оценке возможностей использования этих методов решающее значение имеют сведения о физических свойствах пород, слагающих изучаемые площади, описанию которых и посвящена настоящая статья.

Для одного из месторождений мусковита Чупино-Лоухского слюдоносного района (Северная Карелия) были детально изучены плотность, магнитная восприимчивость, электропроводность, радиоактивность пород¹. Имеются также сведения об их пьезомодуле. Обобщение и анализ этих данных позволяют оценить возможность использования геофизических методов в процессе поисково-съемочных работ на слюдоносные пегматиты.

Месторождение, на котором проведены работы, сложено породами чупинской (продуктивной) толщи. Под продуктивными гнейсами несколькими буровыми скважинами на глубинах от 200 до 400 м встречены аплитоподобные, хорошо раскристаллизованные породы с включениями гнейсов и амфиболитов вышележащего горизонта. Контакт между гнейсами чупинской толщи и аплитовидными породами четкий.

Ниже излагаются фактические данные о физических свойствах пород месторождения.

Плотность. Исследовано около 2000 образцов пород месторождения, отобранных более или менее равномерно со всей его площади с глубин от 0 до 600 м (кern скважин). Плотность измерялась на денситометре Самсонова. Точки отбора образцов по площади месторождения распределялись так, чтобы были охарактеризованы все основные разновидности пород, встреченные на месторождении, и получены сведения о зависимости их плотности от состава, положения в разрезе, в тектонической структуре месторождения. Количество опробованных образцов каждой разновидности пород соответствовало ее распространенности в пределах месторождения. Несколько глубоких скважин (глубина 600 м) опробованы с интервалом 0,5—2,0 м, другие опробовались менее детально.

¹ Использованы данные первичных измерений автора, а также В. И. Коптева, А. И. Иванова и Л. Я. Сидоренко.

Результаты измерений плотности показаны в табл. 1, по которой устанавливается зависимость величины плотности от петрографического состава пород. Наименьшей плотностью — $2,62 \text{ г/см}^3$ — характеризуются пегматиты и аплиты, породы, в значительной мере состоящие из кварца и полевого шпата. Для единичных образцов этих пород, содержащих включения более тяжелых минералов (мусковита, биотита, турмалина, апатита, сульфидов и др.), плотность увеличивается до $2,70 \text{ г/см}^3$ и несколько более. Плотность гнейсов закономерно возрастает с увеличением содержания в них тяжелых минералов (граната, дистена, амфибола) от $2,67 \text{ г/см}^3$ для двуслюдяных и биотитовых гнейсов, до $2,76 \text{ г/см}^3$ для дистено-гранато-биотитовых и $2,82 \text{ г/см}^3$ для существенно амфиболовых. Широкие пределы изменения плотности для этих разновидностей связаны со значительными вариациями в их составе содержания тяжелых минералов — граната (0—30%), дистена (0—10%), амфибола (0—50%), мусковита и биотита (0—40%) и т. д. Наиболее высокая плотность ($3,07 \text{ г/см}^3$) отмечена для пород основного состава: амфиболитов, гранатовых амфиболитов, габбро, габбро-норитов. Вариации в величинах плотности этих пород связаны с изменениями их состава и структуры в результате процессов амфиболизации, серпентизации, биотитизации.

Имеющиеся материалы позволяют оценить зависимость плотности пород этого месторождения от положения их в стратиграфическом разрезе. Средняя плотность пород чупинской толщи в целом составляет $2,80 \text{ г/см}^3$. Между отдельными ее горизонтами для изученной площади наблюдаются довольно значительные различия в средних величинах плотностей. Однако изменение средних плотностей по простиранию внутри каждого горизонта (обусловленное изменением литологического состава пород, наличием тектонических зон и т. п.) имеет тот же порядок, что и различия между горизонтами.

В ядре антиклинальной структуры под гнейсами чупинской продуктивной свиты на глубинах порядка 200 м несколькими скважинами вскрыты светлые, хорошо раскристаллизованные породы типа мигматитов, с многочисленными включениями сильно измененных гнейсов вышележащей толщи. Встречены также прослои основных пород и пегматитовые жилы, большей частью бесслюдные. На крыльях антиклинали эти породы вскрыты уже на глубинах порядка 400 м и более. Плотность аплитовидных пород изменяется в пределах от $2,48$ до $3,01 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность (по 4 скважинам) $2,68 \text{ г/см}^3$, что на $0,12 \text{ г/см}^3$ меньше средней плотности пород перекрывающей их продуктивной толщи. Скачок плотности на границе между чупинской толщей и аплитовидной породой хорошо прослеживается по всем скважинам, вскрывшим эти породы (рис. 1). Поэтому в первом приближении структуру месторождения можно считать двухслойной, со средней плотностью первого слоя порядка $2,80$, второго — $2,68 \text{ г/см}^3$.

Средняя плотность пород чупинской толщи в пределах пегматитового поля ($2,79 \text{ г/см}^3$) ниже средней плотности этих пород за флангами месторождения ($2,84 \text{ г/см}^3$). Это различие следует, вероятно, связывать, с одной стороны, с изменениями, вносимыми в состав породы процессами пегматитообразования (увеличение содержания кварца, полевых шпатов, уменьшение количества темноцветных минералов), а с другой, — с положением пегматитового поля в купольной части антиклинальной структуры.

Магнитная восприимчивость. Магнитная восприимчивость измерялась для тех же образцов, что и плотность, на каппаметре ИМВ-2. Результаты измерений изображены в табл. 1, из которой видна зависимость магнит-

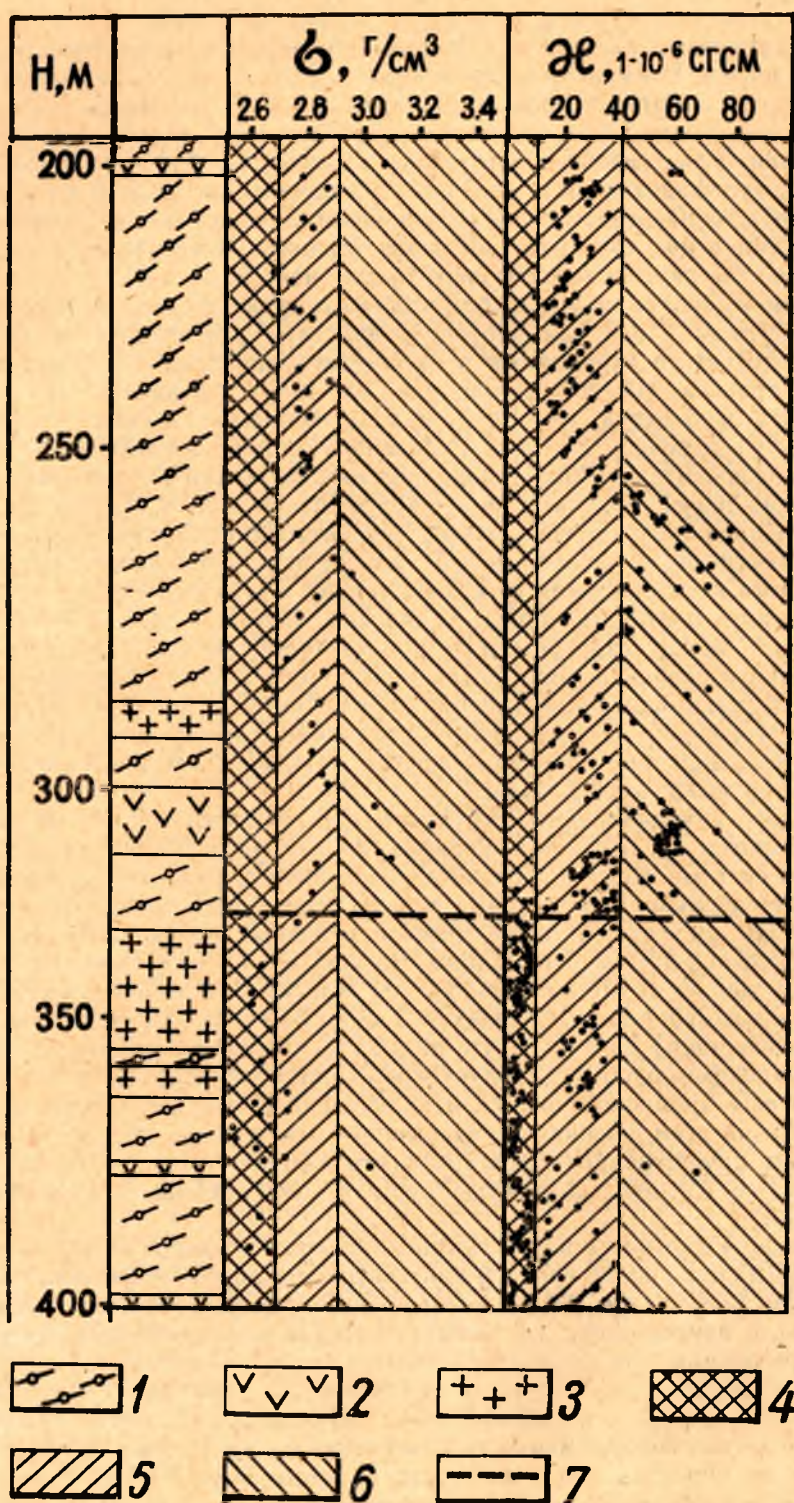


Рис. 1. Плотность и магнитная восприимчивость пород по раз-
резу одной из скважин месторождения:

1 — гнейсы, 2 — амфиболиты, 3 — аплиты, пегматиты, мигматиты, 4, 5, 6 — об-
ласти плотности и магнитной восприимчивости пегматитов, аплитов, мигма-
титов (4), гнейсов (5) и пород основного состава (6), 7 — граница между мигма-
титами и породами чупинской толщи

ной восприимчивости от петрографического состава пород. С увеличением в породе количества темноцветных минералов с повышенными магнитными свойствами (слюды, турмалин, гранат, амфибол, рудные и др.) увеличивается ее магнитная восприимчивость. Магнитная восприимчивость пегматита, аплита, породы кварц-полевошпатовых инъекций близка к нулю. Для биотитовых, двуслюдяных, гранато-биотитовых, дистено-гранато-биотитовых гнейсов средняя магнитная восприимчивость последовательно увеличивается от 10×10^{-6} СГС до 20×10^{-6} СГС, а для пород основного состава (амфиболитов, габбро, габбро-норитов) составляет 40×10^{-6} СГС. Магнитная восприимчивость пород чупинской толщи в пределах месторождения в среднем равна 20×10^{-6} СГС, четких отличий между отдельными горизонтами продуктивных пород не отмечено. Средняя магнитная восприимчивость подстилающих чупинскую толщу аплитовидных пород составляет 15×10^{-6} СГС. Средняя магнитная восприимчивость пород всего месторождения составляет 20×10^{-6} СГС.

Отмечена тесная корреляционная связь плотности и магнитной восприимчивости для исследованных разновидностей пород. Эта зависимость объясняется, вероятно, тем, что изменение обоих параметров одинаково связано с увеличением содержания в породе одних и тех же минералов: минералы более тяжелые (за исключением дистена) характеризуются и повышенной магнитной восприимчивостью.

Электропроводность. Сведения об электропроводности пород месторождения получены в результате параметрических измерений с четырех-электродной установкой на обнажениях и в искусственных горных выработках, использованы данные БКЗ, ВЭЗ и срединного градиента.

Для пегматитов характерны высокие величины удельного сопротивления, порядка первых десятков тысяч *омм*. Биотитовые, гранато-биотитовые гнейсы имеют сопротивление порядка 5000—15 000 *омм*. Для основных пород (амфиболитов, габбро, габбро-норитов) удельное сопротивление еще более снижается, достигая, в среднем, 5000 *омм*. Несмотря на крайнюю пестроту пород вмещающей толщи по удельному сопротивлению, выдерживается общая зависимость: пегматиты всегда имеют более высокие сопротивления, чем гнейсы из непосредственного контакта с ними (рис. 2).

Сопротивление рыхлых отложений изменяется в очень широких пределах (250—15 000 *омм*) и зависит, в основном, от их состава и обводненности. Нижний предел сопротивления рыхлых отложений (250 *омм*) определяется, вероятно, сопротивлением грунтовых вод.

Пьезоэлектрический модуль. Для 68 образцов месторождения была измерена величина пьезоэлектрического модуля¹. Результаты измерений сведены в табл. 2.

Наиболее высокие величины пьезомодуля отмечены для пегматитов и мигматитов, наименьшие — для основных пород и различных гнейсов продуктивной свиты. Различия величин модуля для пегматитов и вмещающих гнейсов продуктивной толщи могут быть использованы при поисках пегматитовых жил методом сейсмоэлектрического эффекта (СЭФ).

Радиоактивность. Измерения радиоактивности пород месторождения, проводившиеся в полевых условиях на обнажениях, в горных выработках и в скважинах с полевыми радиометрами свидетельствуют о том, что, как и для других месторождений района, пегматиты имеют радиоактив-

¹ Измерения выполнены в лаборатории ВИТРа под руководством ст. науч. сотрудника Н. М. Нейштадт.

Таблица 1

Плотность и магнитная восприимчивость пород

Название пород	Плотность, г/см ³				Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁶ СГС				
	кол-во обр.	пределы		средн.	кол-во обр.	пределы		средн.	мода
		от	до			от	до		
Пегматиты, аплиты	117	2,48	2,81	2,62	46	0	48	7	0
Кварц-полевошпатовая порода инъекций	61	2,56	2,78	2,62	19	0	28	5	0
Биотитовые, двуслюдяные гнейсы	106	2,54	2,80	2,67	80	0	35	10	0—10
Гранато-биотитовые гнейсы	523	2,60	3,06	2,76	397	0	55	20	15
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы	893	2,60	3,13	2,80	619	0	48	20	20
Существенно амфиболовые гнейсы	119	2,62	3,20	2,82	81	0	55	30	—
Амфиболиты, гранатовые амфиболиты, габбро, габбро-нориты	92	2,82	3,45	3,07	50	17	70	40	—
Породы чупинской толщи в целом (1-й слой)	1776	2,48	3,45	2,80	1264	0	70	20	20—40
Аплитовидные раскристаллизованные породы (2-й слой)	144	2,48	3,01	2,68	550	0	70	15	0—10
Породы месторождения в целом	1911	2,48	3,45	2,79	1814	0	70	20	15
Породы чупинской толщи внутри пегматитового поля	704	2,59	3,30	2,79	215	0	70	—	10—20
Породы чупинской толщи за флангами пегматитового поля	161	2,66	3,45	2,84	258	0	70	—	15—20

Таблица 2

Пьезоэлектрический модуль пород

Название пород	Кол-во обр.	Величина пьезомодуля 10 ⁻¹⁰ СГСЕ		
		от	до	наиболее часто встреч.
Пегматиты	6	0	2,5	0,4—2,5
Аплитовидная порода (мигматиты)	24	0	6,9	1,5—1,2
Биотитовые, гранато-биотитовые, дистено-гранато-биотитовые гнейсы	16	0	3,9	0—0,2
Биотит-амфиболовые, амфиболовые гнейсы	8	0	1,1	0
Амфиболиты	10	0	0,8	0
Габбро-нориты	4	0	—	0
Всего	68	0	6,9	0,4—2,5 0—0,2

ность несколько более высокую, чем вмещающие их гнейсы. Различия достигают 9—10 мкр/час. Наименее радиоактивны породы основного состава — существенно амфиболовые гнейсы, амфиболиты, габбро (рис. 3).

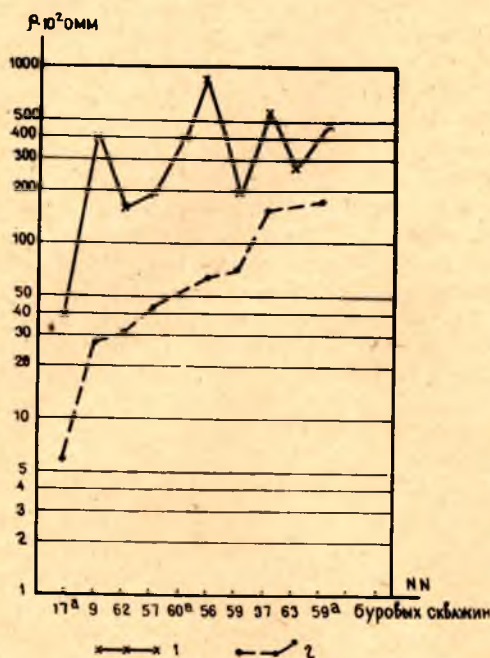


Рис. 2. Удельное сопротивление пегматитов (1) и гнейсов (2) чупинской толщи по данным БКЗ

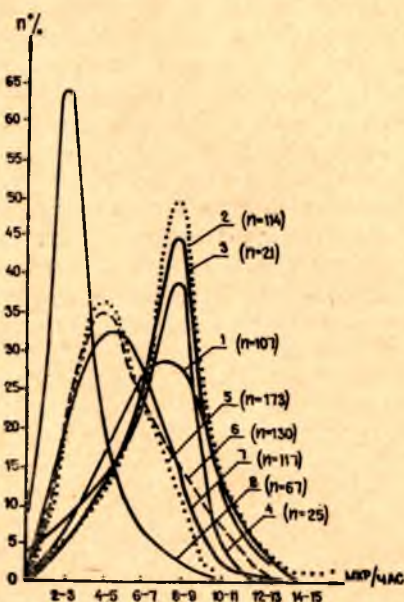


Рис. 3. Вариационные кривые радиоактивности пород месторождения и прилегающих к нему районов (по А. И. Иванову):

1 — пегматиты, 2 — аплиты, 3 — пегматит-аплит, 4 — гранито-гнейсы, 5 — биотитовые гнейсы, 6 — гранато-биотитовые гнейсы, 7 — дистено-гранато-биотитовые гнейсы, 8 — амфиболиты

Нами в процессе геохимических исследований получены данные о содержании в породах месторождения радия и тория. Эти сведения приведены в табл. 3.

Таблица 3

Название пород	Кол-во проб	Содержание	
		Th · 10 ⁻⁶ з/г	Ra · 10 ⁻¹³ з/г
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы	9	3—5	3—8
Гранато-биотитовые гнейсы . .	3	3—6	3—5
Амфиболо-гранато-биотитовые гнейсы	1	4	7
Рыхлые отложения	1	4	4

Сведения о распределении по площади и в разрезе месторождения пород с различными физическими свойствами позволяют оценить возможности использования геофизических методов при поисках и изучении

месторождений слюдоносных пегматитов с аналогичной геолого-геофизической обстановкой. По плотности, магнитной восприимчивости, электропроводности, пьезомодулю и радиоактивности пород изученного месторождения не удалось установить достаточно отчетливых различий между породами пегматитового поля и породами, находящимися за его пределами. Это не позволяет, по крайней мере в настоящее время, рекомендовать соответствующие геофизические методы для непосредственных поисков и картирования пегматитовых полей. Локализация пегматитовых полей в антиклинальных структурах, наличие в строении последних четких границ раздела по плотности, магнитной восприимчивости, пьезоэлектрическим свойствам и электропроводности позволяют рекомендовать применение геофизических методов гравиразведки, магниторазведки, электро-разведки и метода сейсмоэлектрического эффекта в комплексе с бурением для косвенных поисков пегматитовых полей, т. е. для поисков и изучения антиклинальных структур с последующей оценкой их пегматитоносности.

Т. С. ИГНАТЬЕВА

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГРАВИРАЗВЕДКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

В последние годы среди геологических факторов, определяющих пространственное распределение пегматитов в пределах беломорского пегматитового пояса, наряду со стратиграфическими и литологическими факторами все большее значение придается тектоническому контролю. Выказывались различные точки зрения относительно схем проявления тектонического контроля в локализации пегматитов (Купфер, 1922; Салоп, 1940; Скропышев, 1948; Скабичевский, 1949 и др.). В последнее время все более широкое признание находит мнение об определяющей роли складчатых структур (Горлов, 1960; Шуркин, Горлов и др., 1962).

Детальное изучение многих пегматитовых полей региона приводит к заключению, что они располагаются в местах сопряжения складок северо-западного и северо-восточного направлений, где возникают сводовые структуры или перегибы шарниров антиклиналей. В пределах последних положение пегматитовых полей определяется, вероятно, тектоническими нарушениями (группы трещин растяжения, трещины проседания и т. д.), обычно ориентированными перпендикулярно к шарнирам складок северо-восточного направления, т. е. меридиональном или близких к нему направлениях, что и определяет соответствующую ориентировку подавляющего большинства известных пегматитовых жил. Поля слюдоносных пегматитов, судя по данным глубокой разведки многих месторождений, прослеживаются на всю глубину распространения продуктивных толщ.

Наличие тектонического контроля в расположении пегматитов повышает интерес к изучению тектоники беломорид и, особенно, тектоники продуктивных горизонтов. Для решения задач, связанных с изучением тектоники, в последнее время привлекаются геофизические методы.

Летом 1964 г. на одном из крупнейших месторождений слюды Северной Карелии были проведены опытные гравиразведочные работы для оценки возможности использования метода при поисках и изучении складчатых структур.

Это месторождение сложено породами чупинской толщи беломорской серии архея, представляющими собой сложное переслаивание дистеногранато-биотитовых, гранато-биотитовых, двуслюдяных, амфиболсодержащих гнейсов и аплитовидных пород с прослоями и линзовидными телами амфиболитов, габбро и габбро-норитов (продуктивный горизонт). Эти породы слагают антиклинальную складку северо-восточного направления, протяженностью около 10 км. Размах крыльев складки около 4—5 км, углы падения пологие, 10—15°. На глубинах от 200 м (в центральной части складки) до 600 м (на крыльях складки) скважинами были

вскрыты светлые, хорошо раскристаллизованные породы кварц-полево-шпатового состава типа мигматитов, перемежающиеся с прослоями различных гнейсов. Пегматитовое поле располагается на северо-западном крыле структуры, приурочиваясь к широтной зоне разлома субмеридионального простираия. Буровыми скважинами пегматитовое поле прослежено на всю глубину распространения продуктивного горизонта, т. е. на 200—600 м. Измерения, проведенные М. И. Голодом на нескольких десятках образцов, показали пониженную плотность мигматитов по сравнению с перекрывающими их гнейсами на $0,15 \text{ г/см}^3$.

Результаты массовых определений плотности позволяют считать структуру месторождения двухслойной. Верхний слой представлен разнообразными гнейсами продуктивного горизонта с плотностью от $2,65 \text{ г/см}^3$ (биотитовые гнейсы) до $2,80\text{—}2,85 \text{ г/см}^3$ (дистено-гранато-биотитовые, амфиболсодержащие гнейсы). Амфиболиты и габбро-нориты, встречающиеся в виде изолированных линзовидных тел, имеют плотность $3,0\text{—}3,2 \text{ г/см}^3$. Плотность аплитов и пегматитов $2,61\text{—}2,63 \text{ г/см}^3$. Второй слой представлен породами типа мигматитов (плотность $2,61\text{—}2,65 \text{ г/см}^3$) с прослоями гнейсов и амфиболитов. Приведенная плотность первого слоя составляет 2,81, второго — $2,69 \text{ г/см}^3$ (см. предыдущую статью настоящего сборника).

Съемка проводилась на площади 12 кв. км гравиметрами ГАК—ПТ по квадратной сети $200 \times 200 \text{ м}$; жесткая опорная сеть (общая ошибка сети $0,017 \text{ мгл}$) и параллельная работа двумя приборами дали возможность получить погрешность рядовых пунктов наблюдений в $0,06 \text{ мгл}$. Топографическая поправка не вводилась, но при пологом рельефе и максимальном перепаде высот в 14 м она не превышала $0,02\text{—}0,03 \text{ мгл}$. Не вводилась и поправка за влияние изменения мощности слоя рыхлых отложений. Его мощность изменялась от 0 до 7 м, что, учитывая относительный нулевой уровень съемки и избыточную плотность в $0,7 \text{ г/см}^3$, вносит вероятную ошибку $\pm 0,06 \text{ мгл}$. Поскольку ошибки, связанные с неточностью определения координат пунктов наблюдений, практически свелись к нулю, общая ошибка съемки оценивалась в $0,09 \text{ мгл}$. Это дало возможность построить карту приращения силы тяжести масштаба $1:25\,000$ с сечением графически выровненных изоаномал в $0,2 \text{ мгл}$. Применение при вычислениях различных плотностей промежуточного слоя (стандартной $2,30$ и истинной $2,81 \text{ г/см}^3$) из-за малых перепадов высот привело к одному результату. Региональный фон был снят с карты миллионного масштаба.

При окончательной обработке материалов выделена плавная аномалия интенсивностью до 3 мгл , с градиентом порядка 2 мгл/км , соответствующая опусканию кровли мигматитов. На северо-восточном фланге, вдоль связанных с широтной зоной разлома даек основных пород, интенсивность аномального градиента увеличивается до 3 мгл/км . Проверка результатов количественной интерпретации данных гравиметрии бурением показала, что граница раздела слоев определяется, при наличии опорных скважин, с достаточной точностью (см. рис.).

ВЫВОДЫ

1. Многие месторождения мусковита Северной Карелии и Кольского полуострова приурочены к структурам, аналогичным исследованной. Применение метода гравirazведки для изучения этих структур (определение их размеров, формы, глубины залегания продуктивного горизонта)

позволит значительно ускорить и удешевить работы по определению перспектив месторождений, правильно ориентировать направление глубинных поисков и разведки месторождений.

2. Масштаб работ методом гравиметрии в зависимости от условий может, видимо, колебаться от 1 : 10 000 до 1 : 50 000.

3. Сеть съемки должна быть, по возможности, правильной для проведения последующих трансформаций поля.

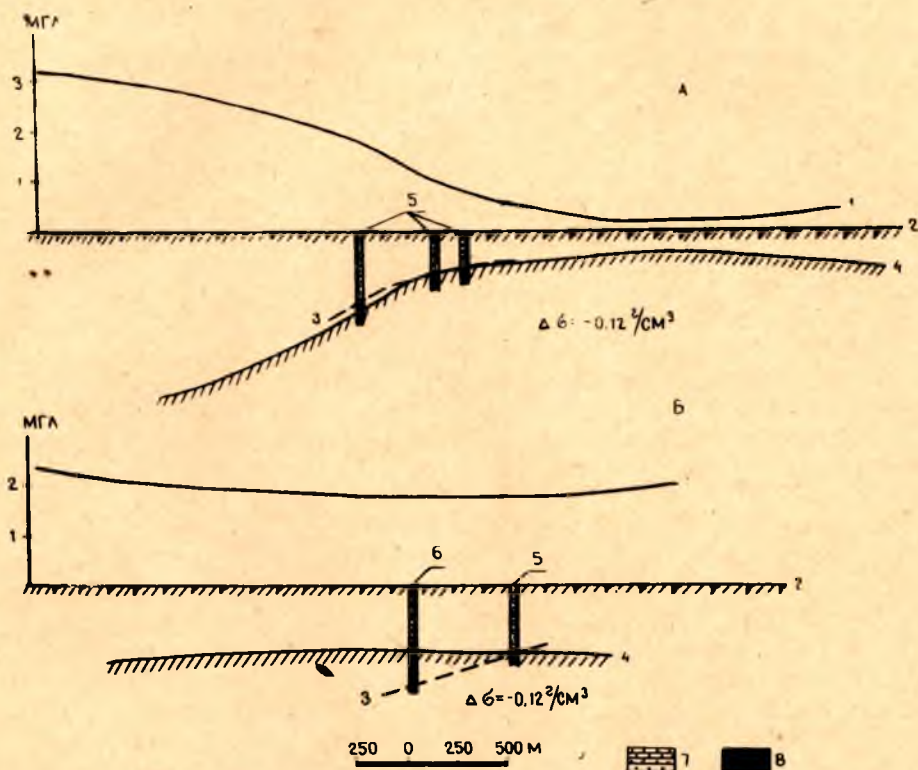


Рис. Графики Δg по профилям, пересекающим антиклинальную структуру в меридиональном (А) и широтном (Б) направлениях:

1 — кривая Δg , 2 — дневная поверхность, 3 — граница раздела по геологическим данным, 4 — граница раздела по гравиразведочным данным, 5 — буровые скважины, данные которых использованы при расчетах, 6 — проверочная скважина колонкового бурения, 7 — толща гнейсов, 8 — мигматиты

4. Ожидая величину искомых аномалий порядка первых единиц миллигал, особое внимание следует обратить на способы учета регионального фона.

ЛИТЕРАТУРА

Горлов Н. В. К вопросу о структурной локализации пегматитовых узлов северо-западного Беломорья. Тр. лабор. докембрия, вып. 9, 1960.

Купфер Э. А. Предварительный отчет по работам горноразведывательного отряда Северной экспедиции в 1921 году. Тр. Сев. научн. промысл. эксп., вып. 14, 1922.

Мишарев Д. Т., Смирнова В. С., Солодка Р. И. Геологическое строение и пегматитовосность беломорского комплекса (серии) архея. М.—Л., 1957

Салоп Л. И. Геология пегматитовых месторождений Северной Карелии. Уч. зап. ЛГУ, № 45, 1940.

Скабичевский П. П. О новом направлении работ по слюде и некоторых ошибках. Бюлл. техн. информ. ЛГНТ, № 4, Л., 1949.

Скропышев А. В. О некоторых закономерностях в распределении пегматитовых образований в пределах северной части КФССР. Бюлл. техн. информ. ЛГНТ, № 6, Л., 1948.

Шуркин К. А. и др. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. М.—Л., 1962.

Г. И. ДМИТРИЕВ, М. И. ГОЛОД

УПРУГИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

В слюдоносных районах Северной Карелии геофизические работы проводятся с 1934 г. Для поисков пегматитовых жил опробовались электропрофилирование, магниторазведка, эманационная съемка, гамма-съемка. С 1948 г. при геофизических поисках пегматитовых жил ведущим стал метод срединного градиента, как наиболее эффективный. Однако результативность его оказалась все-таки недостаточно высокой. Из проверенных аномалий Q_k , выявленных методом срединного градиента, только 5—20% составляли аномалии, связанные с пегматитовыми жилами. При поисках пегматитовых жил, перекрытых наносами даже небольшой мощности (более 1,5—2,0 м), эффективность метода резко снижается.

В связи с этим возник вопрос о нахождении более эффективных геофизических методов поисков пегматитовых жил. В плане его решения испробовались различные геофизические методы. С 1958 г. М. И. Голодом осуществляется изучение и практическое опробование метода естественного электрического поля (Голод, 1962), который дал весьма обнадеживающие результаты. Им же с 1962 г. проводится опробование метода вызванной поляризации.

Интересно также применение сейсмических методов разведки (методы преломленных волн, отраженных волн и т. д.), которые относятся к наиболее глубинным методам геофизики.

Ниже обсуждаются предпосылки и возможности применения сейсморазведки для поисков и разведки пегматитовых жил в условиях Северной Карелии. В работе используются материалы определения физических свойств горных пород, слагающих слюдяные месторождения Северной Карелии, по образцам, отобранным младшим научным сотрудником А. С. Гришиным и исследованным авторами настоящей статьи в 1964—1965 гг. в геофизической лаборатории Института геологии. В исследованиях принимал участие лаборант названной лаборатории Б. Н. Клабуков.

Физические свойства горных пород беломорского комплекса, в том числе физические свойства горных пород, слагающих слюдяные месторождения Северной Карелии, изучены крайне недостаточно. Данные по скорости распространения упругих волн, как и по другим некоторым важным параметрам (поляризуемость и др.), отсутствуют. Известны лишь отдельные сведения о скорости распространения упругих волн в гнейсах Карелии (Дортман, 1964).

Значения скоростей лежат в пределах 1500—5400 (продольные волны) и 900—4500 м/сек (поперечные волны). Соответствующие определе-

ния в других частях СССР и земного шара дают подобные же результаты (Гутенберг, 1963; Зубков, 1963).

Плотность (объемный вес) горных пород является одним из наиболее изученных параметров в Северной Карелии. По данным более 500 определений, здесь среднее значение плотности колеблется в пределах от 2,62 (пегматиты) до 3,10 г/см³ (основные и ультраосновные породы).

Определение скорости распространения упругих колебаний (продольных волн — V_p) в горных породах осуществлялось нами на пиленных образцах с помощью импульсной переносной аппаратуры типа ИПА, пред-

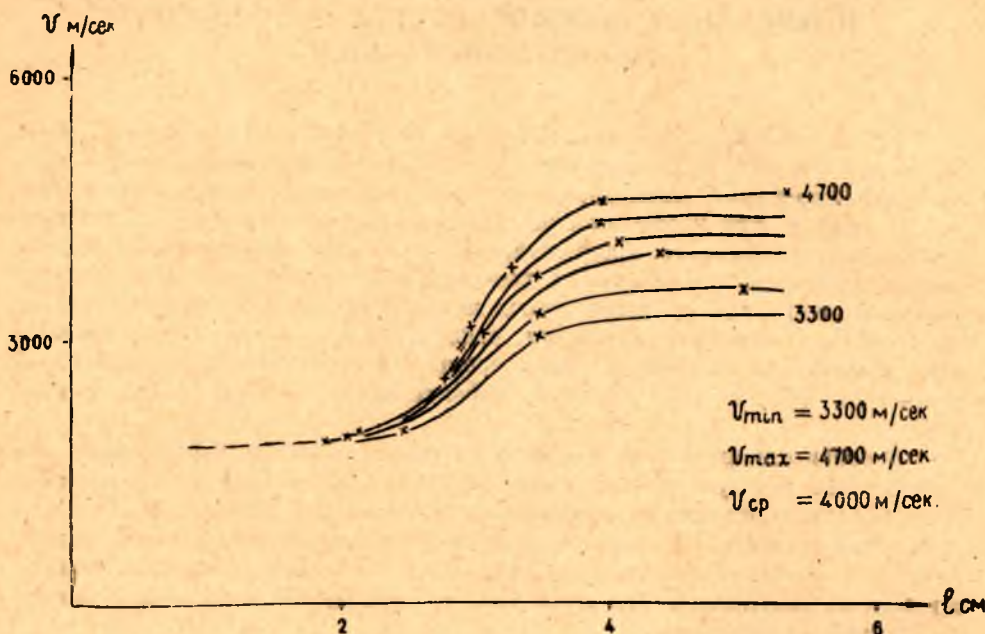


Рис. 1. График зависимости измеряемой скорости прохождения упругих колебаний от длины образца

назначенной для определения и исследования сейсмических характеристик различных сред ультразвуковым методом в полевых и лабораторных условиях. Точность определений зависела, в основном, от точности отсчета с экрана осциллоскопа, которая составила величину порядка ± 1 мксек. В зависимости от длины изучаемого образца, а также величины измеряемой скорости, это обеспечивало относительную погрешность измерений в пределах 10%. Контакт между образцом и ультразвуковым излучателем и приемником осуществлялся с помощью промежуточных сред (вазелина или пластилина). Вызываемое ими увеличение времени прохождения волны учитывалось после каждого замера и составляло величину до 1—4 мксек.

Как оказалось, величина измеряемой скорости в определенных пределах зависит от длины образца (а также от соотношения его сторон). На примере дистено-гранато-биотитовых гнейсов (рис. 1) показана эта зависимость: при длине образца меньше 3,5—4 см значения скорости требуют корректировки. В дальнейшем, на основании этого заключения,

в качестве достоверных значений приняты скорости, полученные на образцах с длиной пути волны более 3,5 см.

В процессе измерений было замечено также явление анизотропии, которая должна зависеть от физических свойств исследуемых пород, а также от формы образцов, однако закономерности, связанные с анизотропией, не были до конца изучены.

Результаты измерений скорости показаны в табл. 1.

Таблица 1

Породы	Кол-во измерений (N)	Миним. скорость, м/сек	Макс. скорость, м/сек	Средняя скорость, м/сек
Дистено-гранато-биотитовые гнейсы	29	3300	4700	4000
Гранато-биотитовый гнейс	6	3460	5450	4500
Биотитовый гнейс	13	3900	4890	4370
Амфиболо-биотитовый гнейс	9	3600	5250	4400
Основные породы	10	3640	4260	3970
Пегматиты	24	850	3100	2100

На рис. 2 изображено соотношение этих скоростей.

Как видно из приведенного материала, гнейсы практически не различаются по скорости распространения в них упругих волн, которая колеблется в пределах 3300—5450 м/сек. Между тем скорости внутри каждой разновидности широко варьируют. В этом же интервале располагается скорость распространения упругих волн в основных породах. В пределах точности определения (10%) сказанное хорошо согласуется со сведениями, приведенными в литературе (Дортман, 1964; Гутенберг, 1963).

По нашим наблюдениям, скорость V_p в пегматитах резко отличается от скорости в гнейсах в меньшую сторону и варьирует от 850 до 3100 м/сек.

Данные табл. 1 приводят нас к заключению, что граница раздела пегматит — вмещающие породы должна быть сейсмически весьма резкой при геологической ее четкости. Для полной характеристики этой границы следует выяснить четкость ее по акустической жесткости γ (волновому сопротивлению), определяемой равенством $\gamma = \delta \cdot V$, (1), где δ — плотность.

Плотность определялась нами по отношению веса образца породы в состоянии увлажнения к его объему. Объем находился из результатов гидростатического взвешивания, т. е. плотность определялась по формуле:

$$\delta = \frac{P}{P - P_1} \text{ г/см}^3, \quad (2)$$

где P — вес образца в воздухе;

P_1 — вес образца в воде.

Взвешивание производилось с точностью до четвертой значащей цифры. Более чем в 5% случаев производилось повторное измерение. Расхождение значений при этом не выходило за пределы четвертого знака. При вычислениях по формуле все полученные значения веса округля-

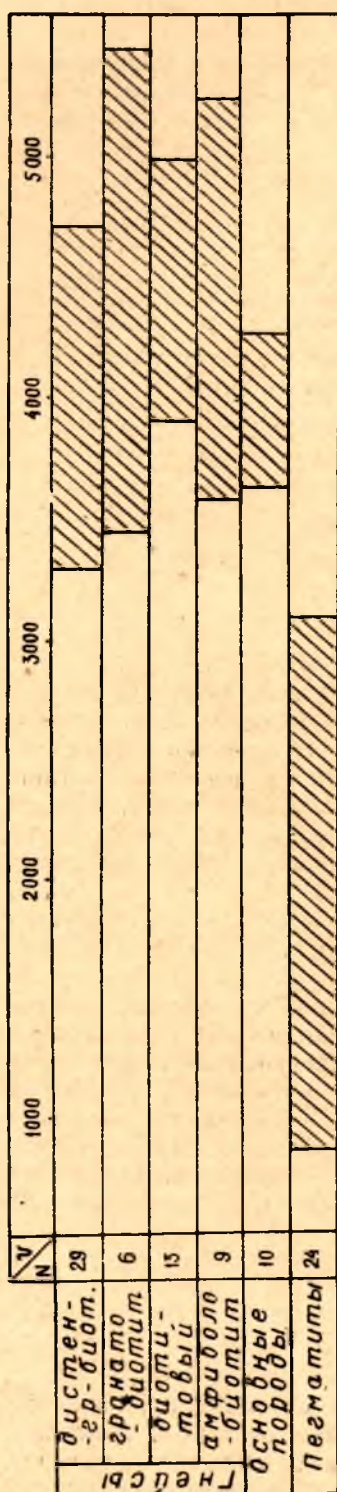


Рис. 2. График соотношения скоростей распространения упругих колебаний в горных породах слюдяных месторождений

лись до третьего знака, что обеспечивало определение плотности с точностью $\pm 0,01 \text{ г/см}^3$, т. е. в пределах обусловленной ошибки $0,02 \text{ г/см}^3$ (Методическое руководство, 1962).

Диапазон полученных значений плотности: $2,54\text{—}3,17 \text{ г/см}^3$. Очевидно, в нашем случае относительная ошибка в силу вышеизложенного не превышает

$$\frac{0,02}{2,54} \cdot 100 < 1\%.$$

Данные определений сведены в табл. 2, в которой, кроме значений плотности по свитам, приводятся также усредненные по всем свитам значения.

Из табл. 2 видно, что изучаемые породы практически не дифференцируются по плотности от свиты к свите; отличие от их средних значений лежит, в основном, в пределах погрешности измерений (1%).

По результатам определений построены сводные вариационные кривые для различных пород (рис. 3).

Как показано на рис. 3, наиболее вероятные значения плотности горных пород (максимумы вариационных кривых) располагаются в широком интервале значений от $2,62$ (микроклиновые пегматиты) до $3,04 \text{ г/см}^3$ (основные породы). В нижнем конце указанного интервала группируются наиболее вероятные значения плотности пегматитов и пегматитовых минералов:

микроклиновый пегматит	— $2,62 \text{ г/см}^3$
аплит	— $2,64 \text{ „}$
плагноклазовый пегматит	— $2,64 \text{ „}$
кварц	— $2,65 \text{ „}$

Диапазон расхождений их лежит в пределах точности измерений.

Наиболее вероятные значения плотности биотитовых гнейсов ($2,72 \text{ г/см}^3$) и дистено-гранато-биотитовых гнейсов ($2,79 \text{ г/см}^3$) имеют различие в $0,07 \text{ г/см}^3$. Между ними располагается максимум вариационной кривой гранато-биотитового гнейса ($2,76 \text{ г/см}^3$), отличаясь всего лишь на $0,04\text{—}0,03 \text{ г/см}^3$ от вышеуказанных гнейсов. Эти три вариационные кривые сильно перекрывают друг друга, т. е. изменение плотности внутри каждой разновидности больше указанных различий, что связано с непостоянством текстуры и структуры гнейсов внутри каждой разновидности.

Таблица 2

Породы	Котозерская свита				Хетоламбинская свита				Чупинская свита				По всем свитам
	N	от	до	ср.	N	от	до	ср.	N	от	до	ср.	ср.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Гнейсы													
дистено-гранато-биотитовый	—	—	—	—	—	—	—	—	25	2,68	2,84	2,80	—
гранато-биотитовый	—	—	—	—	—	—	—	—	131	2,62	2,91	2,76	—
биотитовый	1	—	—	2,71	16	2,68	2,89	2,73	49	2,66	2,83	2,72	2,73
амфиболо-биотитовый	—	—	—	—	11	2,75	3,13	2,95	3	2,91	2,97	2,95	2,95
амфиболовый	—	—	—	—	1	—	—	2,94	—	—	—	—	—
Основные породы													
габбро и габбро-норит	—	—	—	—	—	—	—	—	5	2,98	3,17	3,05	3,04
амфиболит	3	2,95	3,05	3,00	2	2,96	3,15	—	—	—	—	—	—
Пегматит и пегматитовые минералы													
микроклиновый пегматит	6	2,54	2,68	2,63	31	2,57	2,69	2,62	3	2,60	2,65	2,62	2,62
плагиоклазовый пегматит	6	2,62	2,65	2,64	19	2,59	2,67	2,63	76	2,58	2,72	2,65	2,64
аплит	—	—	—	—	—	—	—	—	33	2,59	2,71	2,65	—
микроклин	3	2,54	2,67	2,59	4	2,55	2,57	2,56	3	2,55	2,59	2,58	2,58
плагиоклаз	3	2,62	2,65	2,64	2	2,63	2,64	—	4	2,62	2,66	2,63	2,64
кварц	2	2,64	2,65	—	2	2,63	2,64	—	20	2,59	2,72	2,65	2,65
мусковит	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2,63	2,67	2,65	—
биотит	—	—	—	—	—	—	—	—	3	2,66	2,74	2,70	—

Сказанное в еще большей степени относится к амфиболовым разновидностям гнейсов и основным породам, вероятностные значения плотности которых соответственно равны 2,95 и 3,04 г/см³.

Между пегматитами и остальными породами отмечается довольно значительное различие по плотности (от 0,07 до 0,42 г/см³). Если все пегматиты рассматривать как единый комплекс с вероятным значением плотности 2,64 г/см³, отличие его от вмещающих пород будет равняться:

- 1) биотитовые разновидности гнейсов — 0,08 г/см³ (3,0%),
- 2) гранато-биотитовый гнейс — 0,12 г/см³ (4,3%),
- 3) дистено-гранато-биотитовый гнейс — 0,17 г/см³ (5,8%),
- 4) амфиболовые разновидности гнейсов — 0,33 г/см³ (11,0%).

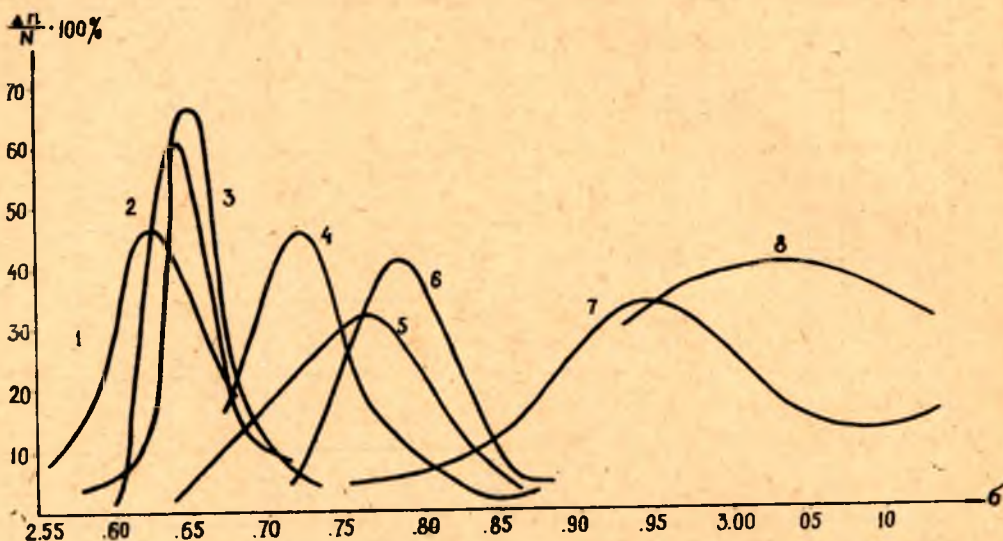


Рис. 3. Вариационные кривые плотностей горных пород:

1 — микроклиновый пегматит ($N=40$), 2 — аплит ($N=33$), 3 — кварц ($N=24$), 4 — биотитовый гнейс ($N=66$), 5 — гранато-биотитовый гнейс ($N=131$), 6 — дистено-гранато-биотитовый гнейс ($N=25$), 7 — амфиболо-биотитовый гнейс ($N=15$), 8 — основные породы ($N=10$)

Приведенные соотношения показывают, что по плотности пегматит довольно резко отличается от вмещающих пород и граница пегматит — вмещающие породы различается четко.

Как известно, скорость распространения волн в твердых средах определяется равенством
$$v = \sqrt{\frac{E}{\delta}}, \quad (3)$$

где E — модуль Юнга для данной среды;

δ — плотность ее (Карякин, 1962).

Учет же термодинамических свойств среды (учет адиабатического характера распространения импульса) приводит к равенству

$$v_p = \sqrt{\frac{E}{\delta} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1+2\sigma)}}; \quad v_s = \sqrt{\frac{E}{\delta} \frac{1}{1+\sigma}}, \quad (4)$$

где σ — коэффициент Пуассона (Гурвич, 1960).

Таким образом, скорость упругих волн определяется плотностью среды и парой упругих модулей, в качестве которых могут быть взяты использованные выше модуль Юнга и коэффициент Пуассона, или коэффициенты Ламе (λ и μ).

Для пределов изменения плотности пород слюдяных месторождений (2,54—3,17 г/см³) изменение скорости при неизменных E и σ составит:

$$\frac{v_{p \min}}{v_{p \max}} = \sqrt{\frac{\delta_{\min}}{\delta_{\max}}} = 0,9, \text{ т. е. около } \pm 5\% \text{ от среднего зна-}$$

чения скорости, что не выходит за ошибки измерения.

Коэффициент Пуассона в горных породах варьирует от 0,2 до 0,35 (в рыхлых породах достигает значений, близких к 0,5). Изменение скорости в зависимости от изменения коэффициента Пуассона для интервала

$$0,2-0,35 \text{ составит: } \frac{v_{p \min}}{v_{p \max}} = 0,82,$$

т. е. тоже сравнительно невелико ($\pm 9\%$ от среднего значения). Таким образом, равенство (4) в нашем случае можно практически заменить нижеследующим:

$$v_p = K \sqrt{E}, \quad (5)$$

где K — постоянный коэффициент.

В пределах точности измерений можно считать, что скорость продольных волн в горных породах определяется равенством (5) (зависит только от модуля Юнга). Модуль же Юнга прямо зависит от плотности горных пород, а также от других физических особенностей их. Поэтому закономерно появление отмеченного выше понижения значений скорости упругих волн в пегматитах по сравнению со скоростями в более плотных вмещающих породах, а также в прижильной измененной зоне.

Акустическая жесткость, вычисленная по выражению (1) для наиболее вероятных значений плотности, приведенных выше, будет варьировать в следующих пределах (в $\gamma \cdot 10^{-5}$ г/см² · сек):

дистено-гранато-биотитовый гнейс	9,2 ÷ 13,1
гранато-биотитовый гнейс	9,5 ÷ 15,1
биотитовый гнейс	10,6 ÷ 13,3
амфиболо-биотитовый гнейс	11,1 ÷ 15,5
основные породы	10,9 ÷ 12,8
пегматиты	2,2 ÷ 8,2

Как видно из приведенных данных, верхнее предельное значение акустической жесткости пегматитов ниже нижних предельных значений для остальных рассматриваемых пород. Это означает, что граница раздела пегматит — гнейс является сейсмически четкой при геологической ее четкости.

Наличие показанной здесь четкой сейсмической дифференциации пегматитов и вмещающих пород является обоснованием возможной перспективности сейсмических методов разведки при поисках и разведке пегматитовых жил (крупномасштабном картировании). Конкретное решение применимости методов сейсморазведки и выбор ее методики осуществляется с учетом геологических предпосылок в данном районе.

Упругие волны, возбужденные в некоторой точке данной поверхности, распространяясь в толще горных пород, образуют многочисленные вторичные волны: отраженные, преломленные, проходящие и др. В настоящее время большое развитие получили два основных метода сейсморазведки — метод отраженных волн (МОВ) и метод преломленных волн (МПВ), основанных на использовании соответствующих видов вторичных волн. Полезно оценить применимость их для поисков пегматитовых жил.

Пусть упругие колебания возбуждены во вмещающих породах и падают на границу раздела вмещающие породы — пегматит. Как показано выше, здесь $\gamma_1 > \gamma_2$,

где γ_1 — акустическая жесткость первой (со стороны падающей волны) среды (вмещающей среды);

γ_2 — акустическая жесткость пегматита.

По известным (Гурвич, 1960) соотношениям можно заключить, что рассматриваемая граница является сильной отражающей. При углах падения луча $10-80^\circ$ коэффициент отражения A_{pp} (отношение амплитуды отраженной волны к амплитуде падающей волны) будет иметь величину порядка $0,2 \div 0,4$. При глубинах $50-100$ м это обеспечивает сравнительно высокий уровень отраженных волн в точках регистрации. Действительно, в выражении

$$A_{pp} = \frac{a_{pp}}{a},$$

где a_{pp} — амплитуда отраженной волны,

a — амплитуда падающей волны в точке отражения (на расстоянии r_1 от источника). a_{pp} можно заменить a_2 — эквивалентной амплитудой прямой волны на расстоянии r_2 . Тогда $A_{pp} = \frac{a_2}{a}$ или, с учетом того, что

амплитуда колебаний пропорциональна $1/r$, $A_{pp} = \frac{r_1}{r_2}$. Для $A_{pp} = 0,2$ это дает $r_2 = 5r_1$. Следовательно, регистрация отраженных волн с глубины, например, 100 м, равносильна регистрации не ослабленной отражением падающей волны, возвращающейся с глубины 500 м. Такие глубины для сейсморазведки МОВ являются сравнительно легкими.

МОВ обладает высокой разрешающей способностью. Однако наилучшие результаты он дает при углах наклона отражающей границы $3-15^\circ$. Пегматитовые жилы имеют падение, близкое к нормальному. Выбирая линии наблюдения (профили) параллельно простиранию жил, можно довести угол наклона «линий отражения» до $3-15^\circ$, что имеет теоретическое обоснование (Гурвич, 1960; Берзон, 1957).

При выходе из жилы падающая волна встречает границу раздела пегматит — вмещающая среда, причем $\gamma_2 < \gamma_3$, а $\gamma_3 = \gamma_1$. Переходя к скоростям, $V_2 < V_3$, т. е. эта граница будет преломляющей скоростной границей. МПВ, как и МОВ, обладает хорошей разрешающей способностью и может быть с успехом использован совместно с МОВ при поисках и разведке пегматитовых жил.

Когда источник и место наблюдения находятся по разные стороны от геологического объекта (жилы), то для его исследования могут быть использованы проходящие волны — метод проходящих волн. Частным видом его могут явиться в данном случае сейсмокаротаж, наблюдение по кососекущим профилям при взрывах в скважине или горной выработке.

Мощность пегматитовых жил весьма невелика ($3-10$ м), поэтому пегматитовая жила представляет для сейсмической волны тонкий пласт, для которого характерно уменьшение доли вторичных монотипных волн (отраженных и преломленных волн). Кроме того, при упомянутых выше скоростях и частоте колебаний, обычных для кристаллических пород ($100-200$ гц), длина волны будет около $10-50$ м, т. е. сравнима с мощностью жилы. Это связано с появлением дифрагированных волн, учет и изучение которых тоже может представлять практический интерес.

В обобщенном представлении среда с пегматитовыми жилами является нелинейным элементом в системе связи: источник сейсмических волн — канал связи — приемник волн. Нелинейность его связана с конкретными

геологическими и другими факторами. В этой связи весьма интересно применение сейсморазведки с источником упругих волн заданной закономерности и регистратором, фиксирующим изменение параметров волны, т. е. применение метода вида «Вибросейс» (Barbier и др., 1964). Возможно также использование иных модификаций сейсморазведки, основанных на изучении новых явлений.

Учет некоторых геологических особенностей позволяет осуществлять региональное геологическое картирование с целью локализации жильных зон. Благоприятными в условиях Севера при этом являются закономерности в распределении их, связанные с вещественным составом вмещающих пород (вещественное отличие при прочих равных условиях с необходимостью ведет к скоростному обособлению их) и с морфологическим типом структур, контролирующим размещение пегматитовых кустов (пегматитовая трещиноватость генетически зависит от антиклинальных складок двух взаимоперпендикулярных направлений). В последнем случае сейсморазведка будет иметь дело с необходимостью прослеживания опорных или условных горизонтов для выявления их поведения. Методика такого прослеживания весьма подробно разработана для своих конкретных случаев в платформенной сейсморазведке.

Обобщая сказанное, вкратце можно отметить:

1. Пегматитовые жилы сильно отличны от вмещающих пород как по плотности, так и по скорости прохождения в них упругих волн.

2. Граница пегматитовая жила — вмещающая среда является сейсмически четкой, что позволяет обосновать перспективность применения сейсморазведки при поисках и разведке пегматитовых жил.

3. Сравнимость мощности жил с длиной сейсмических волн определяет вероятность появления дополнительных сейсмических явлений, что позволяет применять новые методы сейсморазведки для локализации пегматитовых жил.

4. Определенные геологические закономерности, связанные с размещением пегматитовых полей, делают сейсморазведку перспективной при региональном картировании с целью поисков таких полей.

ЛИТЕРАТУРА

- Берзон И. С. Высокочастотная сейсмика. Изд-во АН СССР, М., 1957.
 Голод М. И. Об использовании метода естественного электрического поля при разведке пегматитовых жил. Вопросы разведочной геофизики, вып. 1, Л., 1962.
 Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. Гостоптехиздат, М., 1960.
 Гутенберг Б. Физика земных недр. М., 1963.
 Дортман Н. Б. и др. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Изд-во «Недра», 1964.
 Зубков В. Л. О результатах изучения скорости распространения упругих волн в породах кристаллического фундамента ТАССР. Изв. Казанского филиала АН СССР, серия геол. наук, вып. 10, Казань, 1963.
 Карякин Н. И., Быстров К. Н., Киреев А. С. Краткий справочник по физике. Изд. Высш. школа, М., 1962.
 Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., Госгеоллиздат, 1962.
 Barbier Haskett, Chavy Perez. Le procédé «vibroiseis» — mise en œuvre et paramètres d'enregistrement. «Bull. Assoc. franç. techniciens pétrole», № 166, 1964.

Г. И. ДМИТРИЕВ

ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ С ЦЕЛЬЮ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕГМАТИТОВЫХ ЖИЛ

Как отмечалось в предыдущей статье настоящего сборника (Дмитриев, Голод, 1967), скорость распространения упругих волн в среде (V_{\sim} ; V_s) определяется плотностью среды (δ) и парой упругих модулей (E ; σ или λ ; μ).

Модули упругости и плотности горных пород не являются постоянными величинами. Их значения меняются в зависимости от химического, минералогического состава пород, их физического состояния (пористости, трещиноватости, влагонасыщенности и т. д.), термического режима (а также термической предыстории) и характера актуальных напряжений в породе (Гурвич, 1960; Кобранова, 1962; Савич, 1965; Шаньгин, Макаров, 1964; ФЭС, 1965; Ямщиков, 1965).

Отмеченную выше зависимость скорости от физико-химических и минералого-литологических факторов можно выразить, следуя (Schön Jürgen, 1964), в виде $V=f(n; p; w; t; t_u; x; m; \dots)$, (1)

n — пористость;

p — давление;

w — содержание воды в породе;

t — актуальная температура;

t_u — параметр, характеризующий термическую предысторию породы;

x ; m — параметры, характеризующие химическую и минералогическую особенности пород.

Ряд исследователей признает существование физико-химического и минералого-литологического ореола около пегматитовых жил, который характеризуется отклонением указанных параметров от средних величин. Появление этого ореола и величина его обусловлены, в основном, особенностями генезиса пегматитов.

Существующие генетические гипотезы подчеркивают доминирующую роль параметров p ; t_u ; x ; m : ослабление напряжений около трещин (заполненных пегматитовой массой), существование первоначально высокой температуры, обеднение тяжелыми фракциями и т. д. Указанная совокупность изменений должна привести к понижению скорости упругих волн в данном ореоле.

Сама пегматитовая масса характеризуется пониженной плотностью и скоростью упругих волн по сравнению с вмещающими породами. Таким образом, на графике скоростей коренных пород, построенном по профилю, пересекающему пегматитовую жилу, эта жила должна отмечаться минимумом кривой скорости (рис. 1). Совокупность графиков по сети профилей позволяет составить план сейсмических скоростей. На этом плане

жила должна оконтуриваться изоскоростями пониженных значений.

Скорость упругих колебаний в наносах (четвертичных отложениях) не превышает десятков и сотен метров в секунду (Гурвич, 1960). Породы, находящиеся под наносами, имеют скорости порядка тысяч метров в секунду (см. предыдущую статью в настоящем сборнике). В условиях

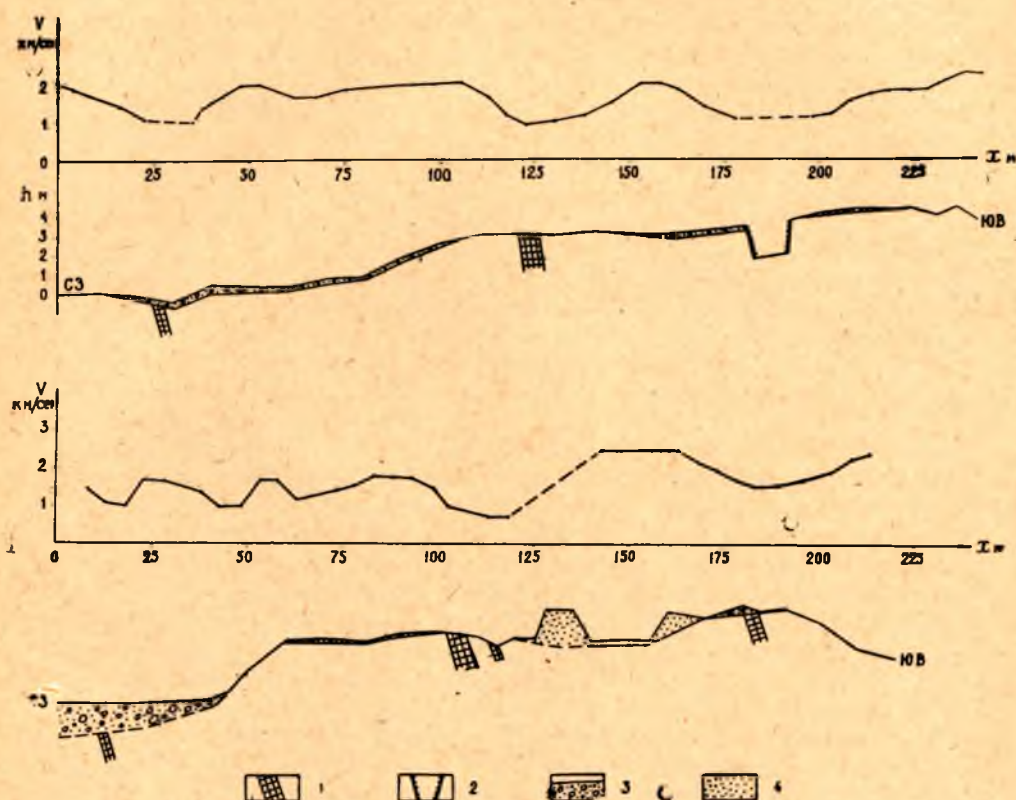


Рис. 1. Графики скоростей по двум профилям:

1 — пегматитовая жила, 2 — карьер на месте выработанной жилы, 3 — наносы, 4 — отвал

Северной Карелии коренные породы представлены плотными метаморфическими и изверженными породами, и это различие скоростей выражено весьма резко, т. е. :

$$v_1 \ll v_2 \quad (2)$$

где v_1 — скорость в наносах;

v_2 — скорость в коренных породах.

Таким образом, граница между этими средами является резко выраженной преломляющей границей. Мощность наносов здесь не превышает 20 м.

В сейсморазведке подробно разработана методика изучения зоны малых скоростей (ЗМС) (Гурвич, 1960). В процессе изучения ЗМС обычно определяется мощность ЗМС и граничная скорость V_r . Физически здесь

граничная скорость является скоростью упругих волн верхней части коренных пород.

Отождествляя v_r с v_2 , локализацию пегматитовой жилы можно осуществлять путем изучения закономерностей v_r по графикам вида рис. 1 и по планам изоскоростей вида рис. 2, которые строят по материалам, полученным по известной методике изучения ЗМС.

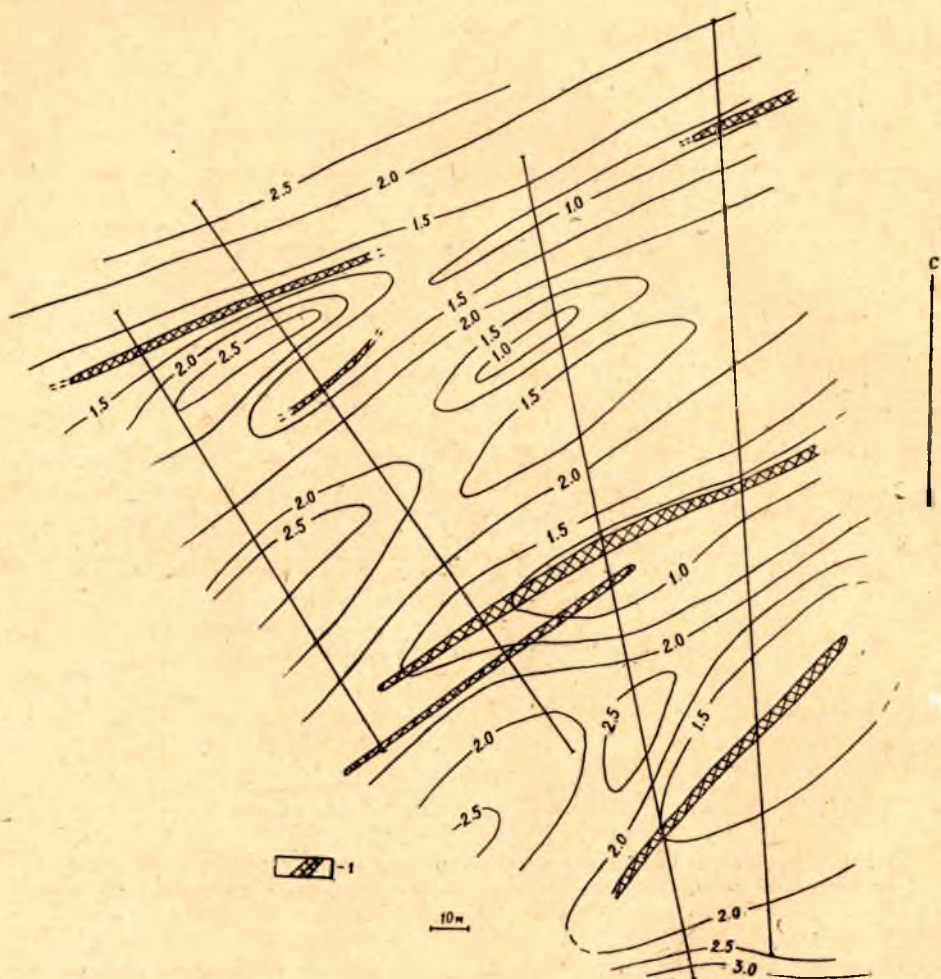


Рис. 2. План изоскоростей

1 — пегматитовая жила. (Цифры на изолиниях — скорости в км/сек)

Практическая проверка высказанных выше предложений осуществлялась автором настоящей статьи в районе известных жил одного из слюдяных месторождений Карелии. По данным наблюдений построены графики скоростей и план изоскоростей. Во всех работах принимал участие лаборант А. И. Савицкий.

На рассматриваемом участке пегматитовые жилы пользуются широким развитием. Направление простираения жил колеблется в больших пределах. Жилы северо-восточного простираения составляют 80% общего

их количества. К ним принадлежат выбранные нами жилы. Форма пегматитовых жил чаще плитообразная, реже — линзообразная. Промышленно ценные из них имеют длину более 100 м и среднюю мощность 2,5 м. По минералогическому составу преобладают жилы существенно плагиоклазовые, в меньшей степени развиты микроклин-плагиоклазовые жилы. В сейсмогеологическом отношении они характеризуются сравнительно низкими скоростями слагающих их масс (Дмитриев, Голод, 1967).

Месторождение сложено гнейсами чупинской продуктивной толщи, ультраосновными породами (перидотитами) и аплитами. Гнейсы чупинской толщи в основном представлены гранато-биотитовыми и дистено-гранато-биотитовыми разностями. Выше по разрезу выделяется зона перемежаемости светло-серых биотитовых (лейкократовых) и гранато-биотитовых гнейсов. Пласты лейкократовых биотитовых гнейсов могут служить для месторождения маркирующими. Все гнейсы характеризуются высокими скоростями и довольно однородны по скорости.

Изученные жилы расположены в обширном поле гранато-биотитовых гнейсов. Одна из них выработана карьерным способом. Выбранный участок расположен на возвышенности, захватывая северный и западный ее склоны. На гребне коренные породы выходят на дневную поверхность или перекрываются наносами весьма малой мощности. Мощность их на склонах увеличивается и достигает единиц метров. Скорости в наносах колеблются в пределах $40 \div 800$ м/сек.

Выбор методики наблюдений определялся нами в основном поверхностными сейсмологическими условиями. Избранная методика обеспечила определение граничной скорости V_r не реже, чем через каждые 5 м. На участках обнажения коренных пород расстояние между сейсмографами принималось 5 м. На участках с наносами мощностью более 10—20 см применяли переменный шаг между сейсмографами (от 1 до 5 м) для контроля выхода преломленных волн. С целью повышения надежности результатов в 30% случаев проводились повторные наблюдения и варьировалась методика наблюдений.

Для регистрации сейсмических волн использовалась шестиканальная сейсмостанция АСМ-1 № 41 завода «Нефтеприбор», оснащенная сейсμοприемниками типа СПМ-16. Станция предназначена для разведки месторождений полезных ископаемых методом преломленных волн. Диапазон регистрируемых частот 40—160 гц.

Упругие волны в среде возбуждались с помощью механического удара, для чего использовался ручной молот весом 4 кг. Как оказалось, при сравнительно малых интервалах наблюдения (до 25 м) энергия удара обеспечивает достаточно высокий уровень регистрируемых волн. Однако чаще всего первые вступления оказывались потерянными и отмечались первые или последующие фазы волн. В районе жил, представляющих собой тонкий слой по сравнению с длиной волны (десятки метров), волновая картина осложняется дифракционными явлениями, и подчас прослеживание фаз бывает затруднительным. При этом существенную роль также играют отраженные, преломленные и другие волны от границ жил.

Существует ряд способов определения граничной скорости по годографам преломленных волн. Все эти способы связаны с теми или иными допущениями. При плавном изменении V_r наиболее удобен, как менее трудоемкий, способ разностных годографов, использующий встречные взаимоувязанные годографы. По этому способу, из функции

$$\theta(x) = t_1 - t_2 + T, \quad (3)$$

где t_1 и t_2 — времена, соответствующие одному и тому же расстоянию x от источника упругих волн;

T — взаимное время, получаем

$$\frac{\Delta\theta}{\Delta x} = \frac{1}{v_1^*(x)} + \frac{1}{v_2^*(x)} = \frac{2 \cos \varphi}{v_r}, \quad (4)$$

где v_1^* ; v_2^* — кажущиеся скорости,

φ — угол между преломляющим горизонтом и дневной поверхностью (Гурвич, 1960).

При новом допущении: $\cos \varphi \simeq 1$

(т. е. $\varphi < 10-15^\circ$), выражение (4) принимает вид $\frac{2}{v_r} = \frac{1}{v_1^*} + \frac{1}{v_2^*}$, откуда

$$v_r = 2 \frac{v_1^* v_2^*}{v_1^* + v_2^*} = 2 \frac{\Delta x}{\Delta\theta}. \quad (5)$$

Для обеспечения непрерывности определения граничной скорости привлекался дополнительный способ прослеживания изменения v_r на основе нижеследующих соображений.

Уравнение продольного линейного годографа преломленной волны, выраженное (Гурвич, 1960) в виде

$$t = \frac{x \sin(i \pm \varphi)}{v_1} + \frac{2h \cos i}{v_1}, \quad (6)$$

можно представить как

$$t - t_0 = \frac{x}{v_r} (\operatorname{tg} i \cdot \sin \varphi \pm \cos \varphi), \quad (7)$$

где $t_0 = \frac{2h \cos i}{v_1}$.

Пусть на рассматриваемом участке интервала наблюдений $i = \text{const}$ и $\varphi = \text{const}$, или, что шире, $\operatorname{tg} i \cdot \sin \varphi = \text{const}$. Из равенства (7) для двух точек данного участка можно записать:

$$t_2 - t_1 = \Delta t_1 = \frac{\Delta x_1}{v_{r_1}} (\operatorname{tg} i \cdot \sin \varphi \pm \cos \varphi); \quad (8)$$

$$t_3 - t_2 = \Delta t_2 = \frac{\Delta x_2}{v_{r_2}} (\operatorname{tg} i \sin \varphi \pm \cos \varphi).$$

Решая совместно уравнения (8), с учетом ограничений находим: $\frac{\Delta t_1}{\Delta x_1} v_{r_1} =$

$$= \frac{\Delta t_2}{\Delta x_2} v_{r_2},$$

откуда

$$v_{r_2} = v_{r_1} \cdot \frac{\Delta t_1}{\Delta x_1} \cdot \frac{\Delta x_2}{\Delta t_2}. \quad (9)$$

Используя выражение (9), можно проследить изменение граничной скорости от точки к точке по известному ее значению в одной из точек.

Поскольку $\frac{\Delta x_1}{\Delta t_1} = v_1^*(x)$; $\frac{\Delta x_2}{\Delta t_2} = v_2^*(x)$,

уравнение (9) можно представить в виде

$$\frac{v_{r_2}}{v_{r_1}} = \frac{v_2^*}{v_1^*}. \quad (10)$$

Таким образом, из выражения (10) ясно, что использование уравнения (9) равносильно признанию пропорциональности граничных скоростей соответствующим кажущимся скоростям при указанных выше допущениях. С другой стороны, это означает, что по равенству (10) качественное суждение о характере поведения граничной скорости можно составить по кажущимся скоростям преломленных волн. Иными словами, для решения поставленной геологической задачи достаточно ограничиться наблюдением изменения кажущихся скоростей, что освобождает от значительного количества дополнительных вычислений.

Применение уравнений (5), (9) позволяет использовать для интерпретации фазовые годографы без приведения их к первым вступлениям, а также избавляет от необходимости регистрировать отметки момента возбуждения колебаний. Однако для примерной оценки порядка вступающей фазы моменты возбуждения упругих волн нами регулярно отмечались. Это помогало также распознаванию дифрагированных волн в районе жил.

Точность определения v_r в основном зависит от точности отсчета времен с сейсмограмм (Гурвич, 1960), которая выдерживалась в пределах $\delta t = 0,0005$ сек. Представляя величину ошибки в определении

граничной скорости как $\delta v_r = v_r \frac{\delta t}{t}$, из выражения (7) можно

записать (при $\varphi = 0$):

$$\delta v_r = \pm \frac{x}{t^2} \delta t. \quad (11)$$

Для нашего случая $x = 5$ м (шаг определения v_r) и $t_{min} = 0,005$ сек,

очевидно, $\delta V_r = \pm \frac{5 \text{ м}}{0,000025 \text{ сек}} \cdot 0,0005 \text{ сек} = \pm 100 \text{ м/сек}$, что составляет

относительную погрешность, не превышающую 10%.

На рис. 1 представлены графики скорости $v_r = f(x)$ по двум профилям, секущим изучаемые жилы. Как можно видеть, горные породы, слагающие данное месторождение, характеризуются сравнительно низкими граничными скоростями, редко превышающими 2,0 км/сек. По всем профилям наблюдаются широкие минимумы значений v_r над пегматитовыми жилами. Абсолютная величина минимумов лежит в пределах значений от 1,0 км/сек и меньше до 2,0 км/сек. В процентах к соседним максимумам v_r — от 40% до 85—90%. При отмеченной выше погрешности определений полученные минимумы значений v_r , очевидно, обусловлены изменением физических параметров горных пород. Как можно заметить, ширина минимума определяется мощностью соответствующей жилы и достигает 8—10-кратной мощности жил. Минимумы преимущественно асимметричны с пологими ветвями в сторону падения жил.

Анализ графиков скорости показывает, что на изучаемом профиле можно однозначно локализовать пегматитовые жилы по минимумам скорости.

Используя материалы наблюдений по четырем профилям, построен план изоскоростей (рис. 2) с сечением в 0,5 км/сек. Как показано на рис. 2, на изучаемой площади четко выделяется три зоны с пониженными значениями скоростей, которые оконтуриваются изолиниями в 2 км/сек и пересекают весь участок с юго-запада на северо-восток. Внутри зон отмечаются минимальные скорости 1,5—1,0 км/сек, приуроченные к известным жилам. Между указанными зонами выделяются области повышенных значений скорости (до 2,5 км/сек).

Таким образом, в плане пегматитовые жилы локализируются областями минимальных значений скорости.

Следует также заметить, что все полученные скорости на рассматриваемой площадке являются относительно низкими. Изолиния скорости 3,0 км/сек: окаймляет лишь юго-восточную ее границу. По-видимому, в качестве постоянного признака пегматитовых месторождений можно признать относительно низкие скорости в гнейсах, поэтому данный метод сейсморазведки можно считать перспективным при поисках таких месторождений.

Достоин внимания также то обстоятельство, что в районе пегматитовых жил волновая картина обязательно осложняется дифракционными и различными интерференционными явлениями. Безусловно, это тоже может служить одним из критериев при поисках пегматитовых жил.

Обобщая вышесказанное, в качестве предварительных выводов можно отметить:

1. Имеются физико-химические и геолого-геофизические предпосылки, вызывающие понижение сейсмических скоростей в районе пегматитовых жил.

2. На графиках сейсмической скорости по профилям пегматитовые жилы четко локализируются минимумами скоростей.

3. На плане изоскоростей пегматитовые жилы оконтуриваются изолиниями пониженных значений скорости.

4. Сейсморазведка, в частности, рассматриваемый здесь метод, может быть использована при поисках и разведке пегматитовых жил, а также, вероятно, при поисках полей пегматитовых жил.

ЛИТЕРАТУРА

- Гурвич И. И. Сейсмическая разведка. Гостоптехиздат, М., 1960.
- Дмитриев Г. И., Голод М. И. Упругие свойства горных пород и перспективы применения сейсморазведки при поисках пегматитовых жил. 1968 (в настоящем сборнике).
- Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., 1962.
- Савич А. И. Упругие свойства пород в массиве вблизи горных выработок. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 11, М., 1965.
- Физический энциклопедический словарь, т. I—IV. Изд. Сов. Энци., М., 1960—1965.
- Шаньгин Н. В., Макаров Ю. В. Влияние трещиноватости на скорость и амплитуду сейсмической волны (трехмерная модель). Уч. зап. ЛГУ, № 234, 1964.
- Ямщиков В. С. Исследование зависимости модуля упругости горных пород от температуры. Изв. АН СССР, Физика Земли, № 10, М., 1965.
- Schön Jürgen. Seismische Kennwertbestimmung bei Baugrunduntersuchungen. «Wiss. Z. Techn. Univ. Dresden», 1964, 13, N: 4.

Н. Т. КИЩЕНКО

О ФЕРРОМАГНИТНЫХ МИНЕРАЛАХ В ИОТНИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

При палеомагнитных исследованиях одной из важнейших задач является выяснение природы естественной остаточной намагниченности пород и ее сохранности. Для этого необходимо знать состав ферромагнитных минералов исследуемых пород, формы их проявления, генезис и степень вторичных изменений, испытанных ими со времени образования. Рассмотрению этих вопросов и посвящена данная статья.

Иотнийские образования Южной Карелии относятся к верхнему протерозою. Они развиты вдоль юго-западного побережья Онежского озера, где слагают довольно широкую (60—70 км) пологую синклиналь типа платформенной синеклизы, вытянутую в северо-западном направлении на 130 км.

Падение пород пологое (5—12°, редко 20—25°) и только на западном крыле структуры (с. Кашканы) углы падения достигают 60—70°, а породы дислоцированы. В центре структуры (с. Ладва) залегание пород практически горизонтальное. Установленная мощность иотнийского разреза достигает 2 км (Геология СССР; Галдобина, 1958а, 1958б).

По данным палеомагнитных исследований, толщу иотнийских пород можно расчленить на две подтолщи, которые согласно стратиграфической схеме А. П. Мартынова включают в себя следующие свиты (сверху-вниз): верхняя подтолща — пухтинская, педасельгская и шокшинская свиты, нижняя подтолща — петрозаводская свита.

Верхняя подтолща сложена красноцветными (розового, красного, малинового цвета), почти чисто кварцевыми, хорошо сортированными, мелко- и среднезернистыми кварцито-песчаниками и кварцитами с подчиненными прослоями слабо сортированных кварцито-песчаников, кварцевых конгломератов, алевролитов и сланцев. Слоистость пород обусловлена различием в гранулометрии и в содержании окислов железа.

Кварциты почти нацело состоят из хорошо окатанных зерен кварца (95—99%) размером 0,1—0,25 мм, одетых в тонкие железистые «рубашки».

Присутствуют единичные зерна полевого шпата (0,1%), нацело серицитизированного, циркона, турмалина, рутила, рудного, чешуйки мусковита и биотита; а также микрообломки (1—2%) кварцита, песчаника, сланцев, агрегата кремня и халцедона.

Структуры: гранобластовая регенерационная, зубчатая, реже бласто-псаммитовая и лепидогранобластовая.

Цемент — кварцевый регенерационный (15—25%), реже — железистый или слюдисто-железистый.

Тип цементации: соприкосновения, реже выполнения и нарастания.

Метаморфизм пород верхней подтолщи, прошедших последовательно ряд стадий преобразования (диагенез, эпигенез, динамометаморфизм и поздние процессы преобразования), проявился прежде всего в формировании структур растворения и сопряженной с ними регенерации кварца, и почти не затронул их исходный минералогический состав (Симанович, 1964).

Поздние процессы преобразования заключаются в карбонатизации отдельных прослоев, в обесцвечивании местами пород с поверхности и в образовании вторичных гидроокислов железа.

Нижняя подтолща сложена пестроцветными (серыми, зеленовато-и розовато-серыми, реже темно-серыми) полевошпато-кварцевыми, полевошпат-содержащими, в прослоях аркозовыми и карбонатизированными песчаниками и кварцито-песчаниками. Это разнозернистые, содержащие гальку и обломки кварца и сланцев породы с прослоями и линзами конгломерато-брекчий.

Структуры: псаммитовые и бласто-псаммитовые.

Песчаники состоят из окатанных и слабоокатанных зерен кварца (50—80%), полевых шпатов (3—10 до 25%) и обломков (15—20%) сланцев, кварцитов и сильно измененных основных пород. Присутствуют единичные зерна циркона, апатита, турмалина и рудного; реже глауконита, граната и пироксена.

Широко развиты сульфиды (2—5%, редко до 20%), представленные, в основном, пиритом, реже встречаются халькопирит, пирротин, сфалерит и марказит. Сульфиды развиты в виде обособленных индивидов, непрерывных четковидных цепочек, секущих и послойных жилок мощностью от волосных до 5—8 мм.

Цемент (5—15 до 30%, редко до 60%) смешанного состава. Преобладает слюдисто-глинистый цемент в сочетании с кварцевым регенерационным, карбонатным, углистым и реже с сульфидами.

От состава цемента зависит окраска породы. Так, черная обусловлена присутствием тонкораспыленного углистого вещества, содержание которого в отдельных прослоях достигает 15—20%.

Тип цементации — поровый, выполнения, реже регенерационный и базальный.

Процессы преобразования пород нижней подтолщи, по-видимому, аналогичны описанным для выше лежащих пород. Однако поздние процессы преобразования пород нижней подтолщи более интенсивно развиты, что выражается в сильной изменчивости окраски пород, в развитии сульфидов — продуктов гидротермальной деятельности, в карбонатизации пород, в интенсивном образовании гидроокислов железа и т. д.

ФЕРРОМАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ИОТНИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

С целью комплексного изучения ферромагнитных минералов проводились различного вида исследования, результаты которых сведены в таблицу.

Химическими анализами было установлено весьма низкое (от 0,7 до 5,44%) содержание окислов железа в иотнийских породах. Содержание железа в них по данным спектрального анализа около 1%.

Следствием низкого содержания железа являются слабые магнитные свойства изученных пород: χ — от 0 до 14×10^{-6} СГС и I_n от 0,2 до 64×10^{-6} СГС.

Исследованиями в шлифах с привлечением анализа протолок и рентгеноструктурного анализа было установлено, что иотнийские породы содержат в своем составе следующие ферромагнитные минералы: гематит, магнетит и гидроокислы железа¹.

Указанные ферромагнитные минералы встречаются в породах в трех основных формах.

1. Чаще всего — в тонкодисперсном или тонкорассеянном виде. В такой форме встречаются гематит, а также гидроокислы железа, реже — магнетит.

2. В форме обломочных зерен встречается, в основном, магнетит, реже гематит. По содержанию эта форма занимает подчиненное положение к описанной выше.

3. В форме единичных, аутигенных кристаллов встречены магнетит и гематит.

ВЕРХНЯЯ ПОДТОЛЩА

Формы проявления, характер распределения, степень сохранности основных ферромагнитных минералов по всем свитам верхней подтолщи весьма сходны. Отмечаются только некоторые колебания в содержании этих минералов (см. табл.).



Рис. 1. Железистые «рубашки» вокруг обломочных зерен кварца. Без анализатора. Увел. 73

Гематит. В процессе изучения шлифов в отраженном свете было установлено, что наиболее распространены в породах верхней подтолщи тонкодисперсные соединения железа вишнево-красного цвета (гематит), чаще всего образующие тонкие пленки вокруг почти всех зерен кварца; местами же выполняющие поры между обломочными зернами в виде сплошных масс, реже неправильной формы пятен (рис. 1, 2). С целью

¹ Гематит и гидроокислы железа отнесены к ферромагнетикам условно для упрощения изложения материала.

определения состава пленок железистых минералов были отобраны пробы на рентгеноструктурный анализ. Отбор проб производится следующим образом: фракция мельче 0,05 мм из хвостов протолок подвергалась сепарации на центрифуге в тяжелой жидкости при скорости вращения 2—3 тыс. об/мин. Отделенная при этом тяжелая фракция служила исходной пробой для рентгеноструктурного анализа.

На дебаграммах были получены размытые линии гематита, что, по-видимому, отвечает его водосодержащей разновидности — гидрогематиту. Это предположение подтверждается тем, что при нагревании анализируемых проб до 800° были получены четкие линии обычного гематита.

Повсеместное и широкое развитие такого рода железистых «рубашек» вокруг зерен кварца, по-видимому, указывает на синхронность образования первичных железистых минералов процессу осадкообразования. Выделение же тонкодисперсных масс гематита в виде редких сгустков и обособлений могло быть связано с процессами дальнейшего преобразования пород.

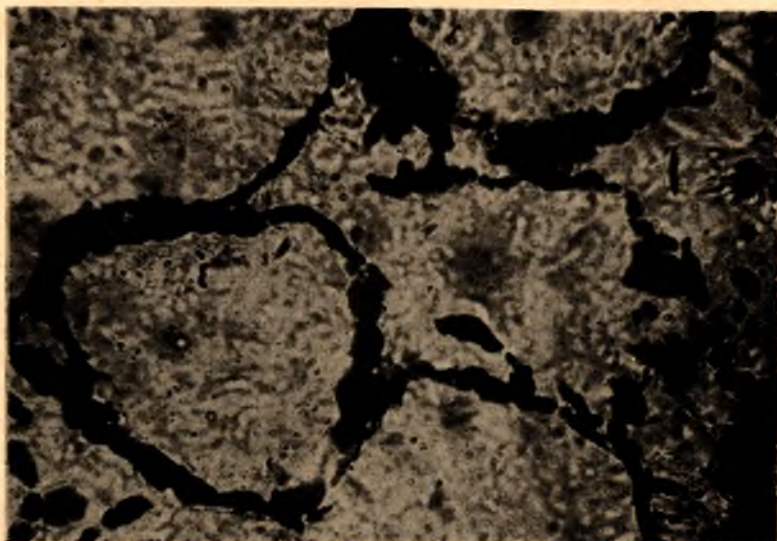


Рис. 2. Строение железистых «рубашек». Без анализатора.
Увел. 300

Помимо железистых «рубашек» в очень незначительном количестве присутствует мелкообломочный гематит в форме тончайших чешуек.

В милонитизированных прослоях (с. Кашканы) И. М. Симановичем были обнаружены единичные аутигенные игольчатые и таблитчатые кристаллы гематита размером порядка 0,01 мм, плеохроирующие в красных тонах.

Насыщенность пород подтолщи гематитом весьма неравномерная, однако наблюдается возрастание содержания его к верхам разреза, что сказывается на изменении интенсивности окраски пород — от розовой до красной и малиновой. Замечено, что интенсивность окраски пород и гранулометрический состав их взаимосвязаны: чем мельче зернистость, тем гуще окраска, т. е. выше содержание окислов железа в составе цемента.

Скопление гематита в определенных зонах, чаще всего по плоскостям напластования, приводит к образованию рудных прослоек мощностью от долей миллиметра до 0,5 см (рис. 3).

Магнетит. Содержание магнетита в породе значительно ниже, чем гематита (см. табл.), что подтверждается также и результатами рентгеноструктурного анализа. Линии магнетита на дебаграммах не обнаруже-

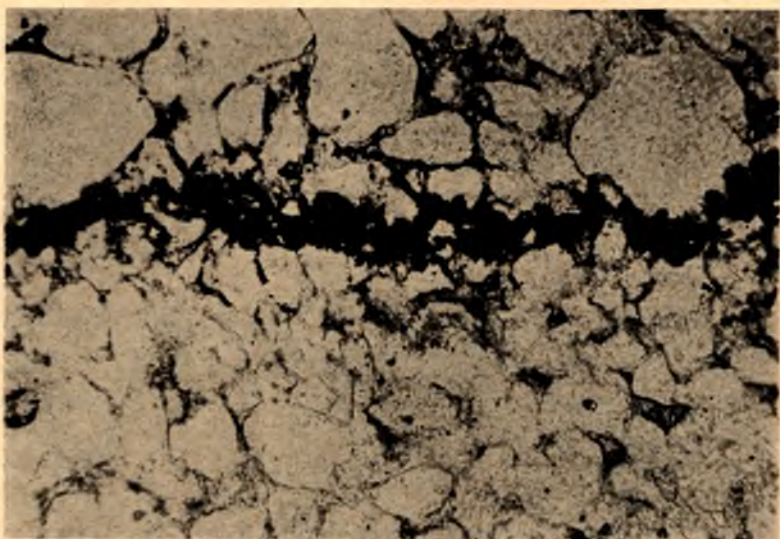


Рис. 3. Гематитовый микропрослой. Без анализатора.
Увел. 73

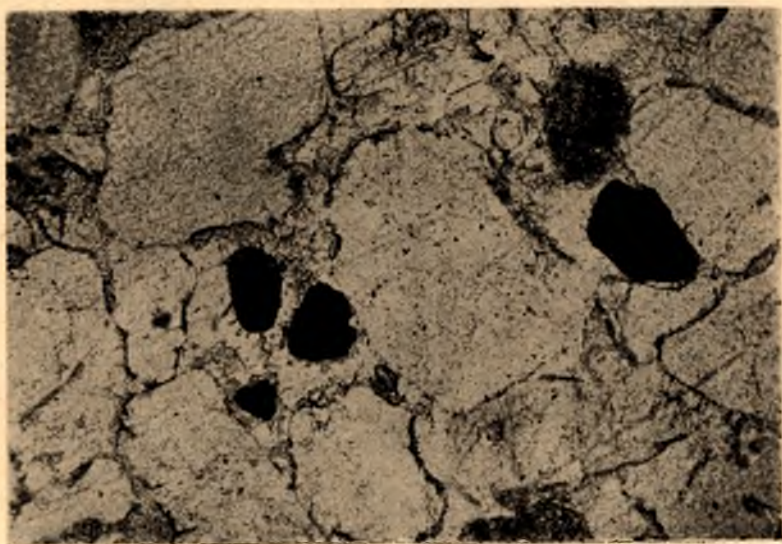


Рис. 4. Обломочные зерна магнетита. Без анализатора. Увел. 73

ны. Это свидетельствует о том, что содержание его не превышает 5% (в соответствии с точностью метода).

Наиболее распространенной формой нахождения магнетита в породе являются окатанные обломочные зерна овальной, реже округлой формы, размером менее 0,1 мм, редко до 0,2—0,4 мм (рис. 4). В низах подтолщи

(шокшинская свита) окатанность зерен магнетита хуже, а размеры их несколько крупнее.

Обломки магнетита весьма неравномерно распределены в породе, как по площади, так и по разрезу. Скопления их нередко приурочены к гематитовым прослойкам. Нередко здесь же присутствуют хорошо окатанные обломки циркона. Обломочный магнетит имеет несомненно первичное происхождение. Еще реже, чем обломочный, встречается магнетит в виде тонкозернистых (аутигенных?) масс, выполняющих поры между отдельными зернами кварца (рис. 5), или образующих тонкие прерывистые пленки вокруг единичных кварцевых зерен.

Кроме того, по данным И. М. Сямановича, в милонитизированных прослоях (с. Кашканы) встречаются единичные аутигенные кристаллы магнетита размером 0,01—0,1 мм.

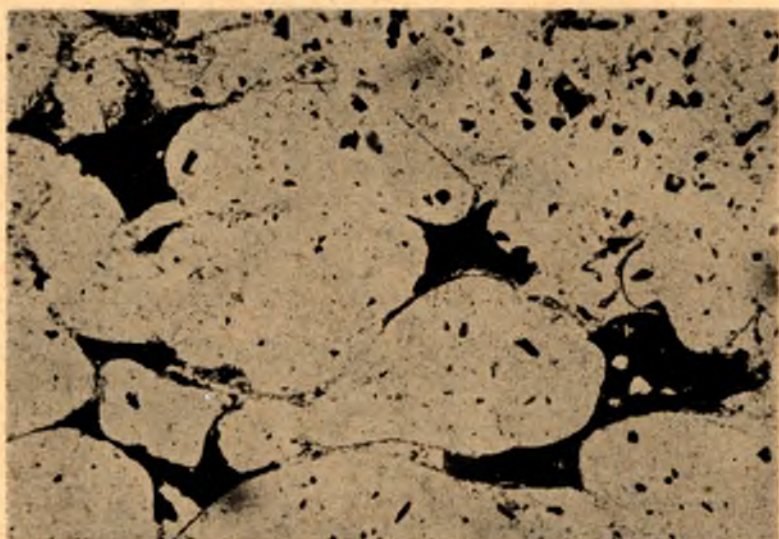


Рис. 5. Скопление тонкозернистых масс магнетита в межпоровых пространствах. Без анализатора. Увел. 300

Довольно обычно изменение магнетита в гематит с образованием мартита (рис. 6). Содержание измененного магнетита (мартита) выше, чем первичного (см. табл.).

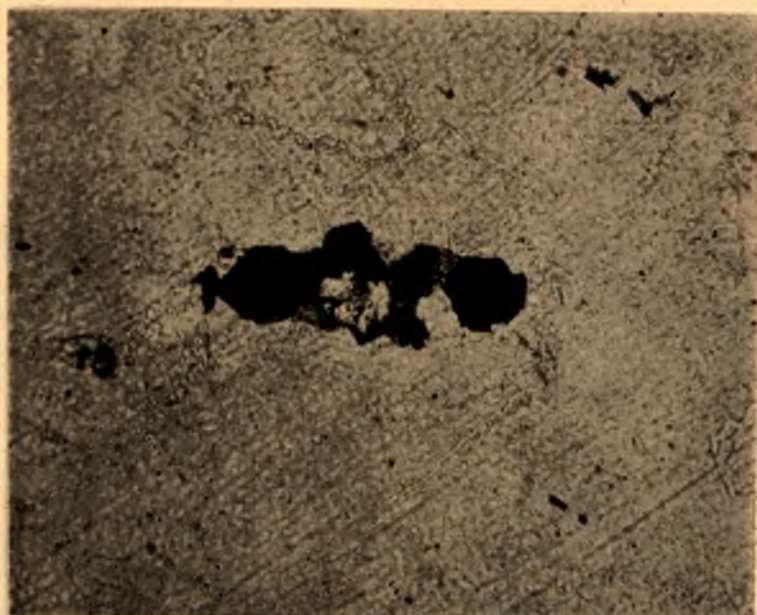
Гидроокислы железа присутствуют в виде охристых масс от желтого до коричневого цвета и совместно с гематитом (в явно подчиненном количестве) образуют пленки вокруг кварцевых зерен, входят в состав цемента или же образуют редкие неправильной формы обособления.

Кроме основных ферромагнитных минералов, анализом протопочек было установлено присутствие в единичных знаках пирита, пирротина и ильменита, а также таких железосодержащих минералов, как эпидот и моноклинный амфибол.

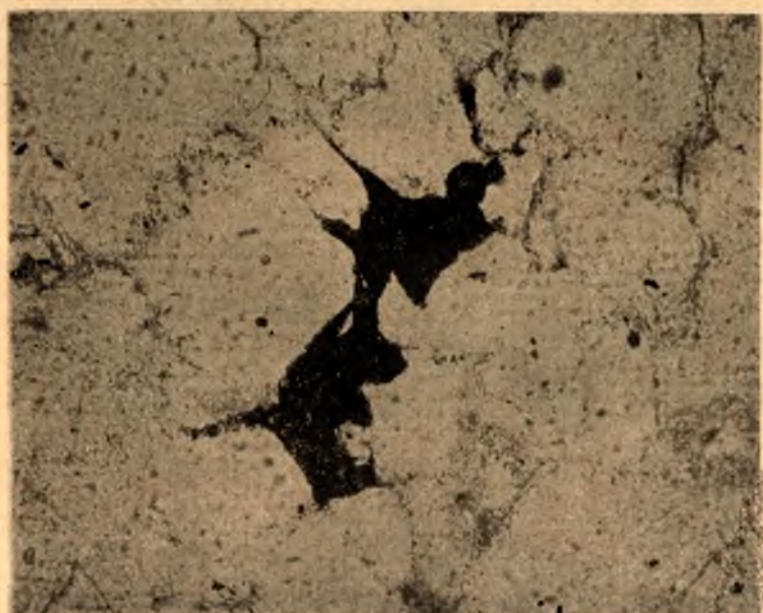
В результате наблюдения в шлифах выявляется следующая последовательность образования ферромагнитных минералов.

Одновременно с образованием осадков в материнском бассейне происходило отложение мелких обломочных зерен магнетита и гематита.

В это же время, а возможно в стадию начального диагенеза, происходило химическое (гелевые сгустки), частично и механическое (тонкодисперсные обломочные массы) осаждение гидрогематита и гидроокислов железа



а



б

Рис. 6 Мартитизация магнетита:

а — обломочных зерен, б — тонкозернистых масс. Без анализатора. Увел. 90х

(Страхов, 1948), которые в виде пленок обволакивали песчинки кварца и выполняли поры между ними. Возможность одновременного образования гидрогематита и гидроокислов железа подтверждается петрографиче-

скими исследованиями, так как при просмотре шлифов было установлено увеличение содержания гидрогематита вверх по разрезу с одновременным возрастанием содержания гидроокислов железа.

Однако этот вывод не отрицает также возможности образования, по крайней мере, части гидрогематита за счет обезвоживания первичных гидроокислов железа в период эпигенеза.

В дальнейшем, в стадию диа- и, главное, эпигенетического преобразования осадочных пород, какая-то часть первичных осажденных в рассеянном состоянии ферромагнитных минералов подвергалась перераспределению и концентрации в отдельных благоприятных для этого условиях.

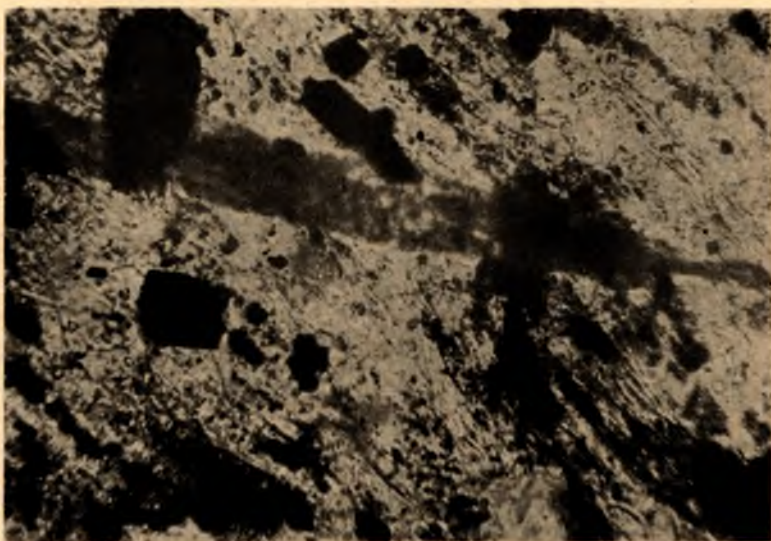


Рис. 7. Аутигенные кристаллы магнетита и гематита в слюдистых сланцах. Без анализатора. Увел. 300

Так происходило скопление тонкозернистых масс магнетита в межпоровом пространстве, перераспределение гидроокислов железа в цементе с выделением их в виде сгустков и обособлений. Однако подобные преобразования в целом не характерны, и основная масса первичных соединений железа дошла до нас в почти неизменном состоянии.

В стадию глубинного эпигенеза только в отдельных милопитизированных прослоях (низы разреза) большая часть первичных гидроокислов железа была преобразована в единичные аутигенные мельчайшие кристаллы магнетита и гематита (рис. 7).

Поздние процессы преобразования ферромагнитных минералов происходили в экзогенных условиях и связаны с окислительной деятельностью холодных гипергенных вод, циркулирующих по трещинам. Именно в гипергенных условиях происходило окисление всех форм первичного магнетита. В отдельных участках наблюдается вынос окислов железа из выходящих на поверхность пород с образованием узких зон обесцвечивания и корочек выветривания. В других же участках, наоборот, отмечается привнос окислов железа. Так, в нескольких обнажениях наблюдались подтеки, пленки и секущие прожилки гидроокислов железа явно вторичного происхождения.

В целом вторичные процессы преобразования пород верхней подтолщи происходили в незначительном объеме и не привели к существенным изменениям в составе и перераспределении первичных ферромагнитных минералов.

Основные выводы изучения ферромагнитных минералов в породах верхней подтолщи могут быть сформулированы в следующем виде:

1. Главным ферромагнитным минералом верхней подтолщи является тонкозернистый химически осажденный гематит, образующий пленки вокруг зерен кварца и входящий в состав цемента. Резко подчиненное значение имеют обломочные зерна гематита и магнетита, образовавшегося при окислении последнего мартита и гидроокислы железа.

2. Содержание тонкозернистого гематита в среднем закономерно возрастает в направлении к верхам разреза, тогда как содержание обломочных зерен магнетита испытывает лишь случайные колебания по разрезу.

НИЖНЯЯ ПОДТОЛЩА

Породы нижней подтолщи отличаются от вышележащих пород своим образом форм проявления основных ферромагнитных минералов (обильное вторичное ожелезнение), а также повышенным (до 5,44%) содержанием окислов железа.

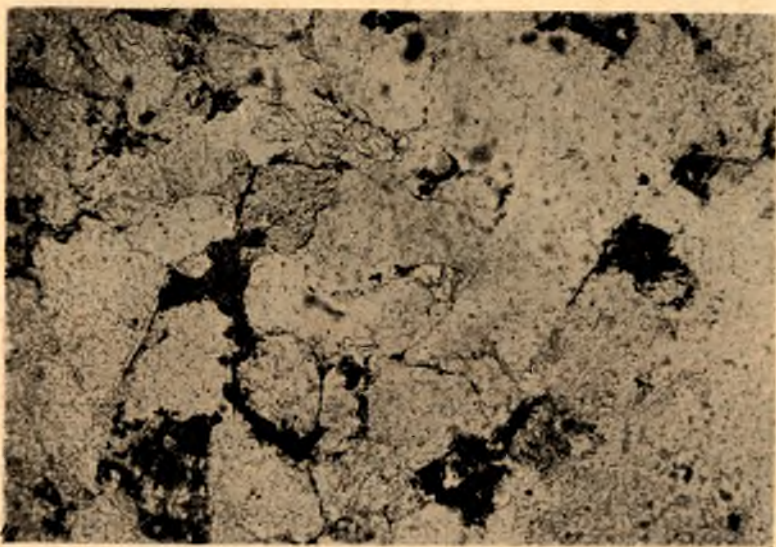


Рис. 8. Формы проявления окислов железа в породах нижней подтолщи. Без анализатора. Увел. 73

Повышенное содержание окислов железа при более низком содержании основных ферромагнитных минералов объясняется прежде всего значительной сульфидной минерализацией пород, а также присутствием таких железосодержащих минералов, как эпидот, ильменит, роговая обманка и др. (см. табл.). Это положение подтверждается и разницей в содержании окислов железа, определенном по керну скважин (0,97—5,44%) и по нашим пробам (1,11—1,55%), отобранным из пород, нахо-

дящихся в гипергенных условиях, где сульфидные минералы полностью разрушены.

В породах нижней подтолщи присутствуют те же основные ферромагнитные минералы, что и в вышележащих породах и, кроме того, сульфиды (пирит). Из них наиболее распространены гидроокислы железа.

Гидроокислы железа присутствуют в породе, в основном, в виде охристых масс от желтого до бурого цвета, образующих разнообразные по форме сгустки и обособления, входящие в состав цемента (рис. 8).

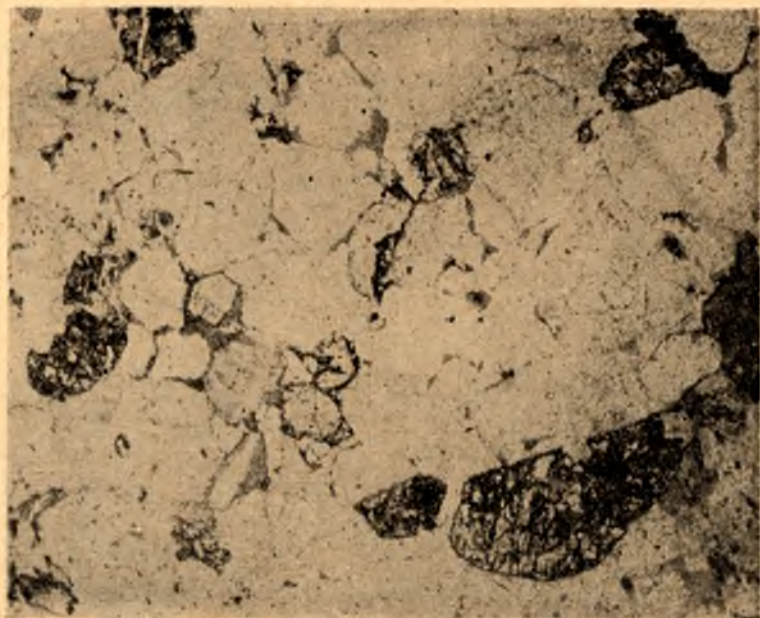


Рис. 9. Замещение зерен полевых шпатов ферромагнитными минералами. Без анализатора. Увел. 30

Довольно часто гидроокислы железа псевдоморфно замещают зерна полевых шпатов, проникая в них по микротрещинам. При этом в одних зернах наблюдаются редкие ожелезненные прожилки, другие же нацело замещены агрегатом мартита-лимонита (рис. 9).

В целом содержание гидроокислов железа в породах нижней подтолщи весьма неравномерное. Скопление их в определенных зонах придает породе розовый оттенок.

Гематит и гидрогематит в виде тонкодисперсных масс вишнево-красного цвета образуют сгустки и обособления в цементе, наблюдаются совместно с гидроокислами железа по микротрещинам в зернах полевых шпатов и участвуют в образовании тонких прерывистых пленок вокруг зерен кварца и полевого шпата.

Общее содержание магнетита ничтожно малое. Этот минерал наблюдался в виде мелких окатанных обломочных зерен, беспорядочно расположенных среди зерен основной массы породы.

Встречаются редкие метакристаллы магнетита характерной формы (рис. 10).

Мартит — продукт окисления обломочных зерен магнетита и тонкозернистых масс его, развивавшихся по микротрещинкам в зернах полевых шпатов. Процесс мартитизации магнетита в породах нижней подтолщи более интенсивен.

Последовательность образования ферромагнитных минералов в породах нижней подтолщи, по-видимому, можно считать аналогичной той, что описана для пород верхней подтолщи. Но в то время как для пород верхней подтолщи характерна незначительная степень изменения первичных ферромагнитных минералов, для нижележащих пород отмечается настолько интенсивное их изменение, что в первоначальном виде они почти не сохранились,

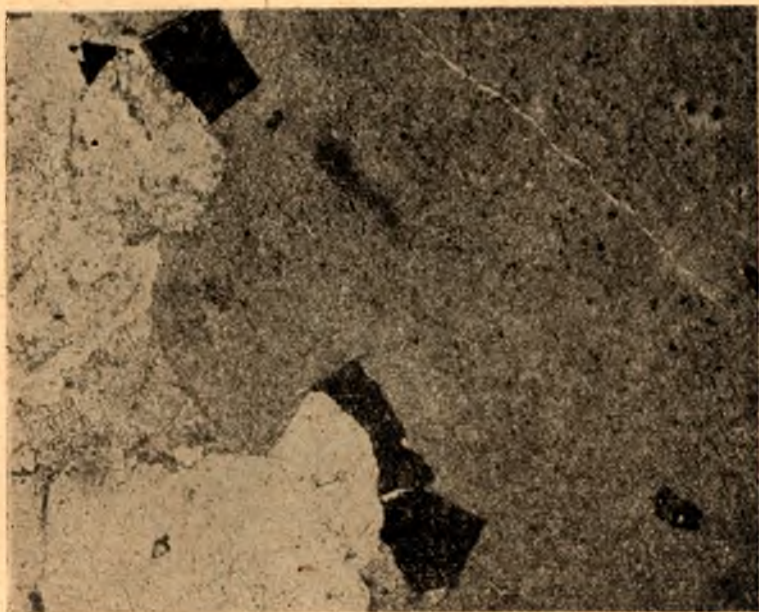


Рис. 10. Метакристаллы магнетита. Без анализатора. Увел. 30

В породах нижней подтолщи помимо кварцевых зерен в различном количестве присутствуют зерна полевых шпатов, значительно измененных, лимонитизированных, трещиноватых, пелитизированных и серицитизированных.

В стадию эпигенеза в результате процесса собирательной перекристаллизации из тонкораспыленного в цементе магнетита или (а возможно, совместно) при дегидратации гидроокислов железа, присутствовавших в цементе, происходило накопление рудного (магнетита) по микротрещинкам в зернах полевого шпата и образование метакристаллов магнетита.

В процессе той же собирательной перекристаллизации происходило перераспределение гидроокислов железа, гематита и гидрогематита с выделением их в виде сгустков и обособлений.

Образование сульфидов в песчаниках подтолщи, по мнению геолога А. П. Мартынова, произошло в период эпигенеза в результате деятельности гидротермальных растворов низких и средних температур, источ-

ником которых, по-видимому, являлась кристаллизующаяся вблизи диабазовая магма.

В дальнейшем под воздействием окислительной среды (гипо- и гипергенез) происходила мартитизация магнетита как обломочного, так и в тонкозернистых массах цемента и в микротрещинках зерен полевых шпатов. Местами наблюдается разрушение мартита и образование гидроокислов железа (рис. 14), а также разрушение сульфидов.

В целом особенности распределения гидроокислов железа (ржаво-бурые пятна, разводы, полосы, пленки ожелезнения в зонах трещиноватости) указывают на образование основной массы их в гипергенных условиях. Источником образования гидроокислов железа явилось окис-



Рис. 14. Окисление магнетита до мартита и гидроокислов железа. Без анализатора. Увел. 90

ление сульфидов, а также разрушение ферромагнитных минералов и обломочных зерен прочих железосодержащих минералов.

Основные выводы изучения ферромагнитных минералов в породах нижней подтолки могут быть сформулированы в следующем виде:

1. В породах нижней подтолки наиболее распространены гидроокислы железа, в основном, вторичного происхождения. В меньшем количестве присутствуют тонкодисперсный гематит и гидрогематит, перераспределенный в породе в виде сгустков и обособлений, обломочные зерна магнетита и образовавшегося при его окислении мартита.

2. Содержание основных ферромагнитных минералов в породах подтолки ниже, чем в вышележащих породах, а распределение их весьма неравномерное.

В результате проведенных наблюдений над особенностями содержания, распределения и образования ферромагнитных минералов в иотинских породах были получены некоторые данные о природе естествен-

Содержание железистых минералов в иотнийских образованиях

Серия	Подголка	Свита	Изучаемая порода	Магнитная восприимчивость $\chi_{\text{ср}}$, 10^{-6} СГС	Естественная намагниченность, I_n , 10^{-6} СГС	Общее содержание $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в проц. по рез. хим. анализов			Содержание железа по результатам спектрального анализа, %	Содержание тяжелой фракции в проц. в навеске 20 г (анализ протолок)	Содержание железистых минералов (проц. к общему количеству тяжелой фракции)								
											Основные								
											гематит			мартит			магнетит		
						от	до	ср.			от	до	ср.	от	до	ср.	от	до	ср.
Иотнийская	Верхняя	Педасельгская	Красноцветные кварцито-песчаники, кварциты с подчиненными прослоями сланцев и алевролитов	1	9	0,7	1,17	0,9	~1	0,175	20,3	65,6	51,5	18,7	50	31,6	ед. зн.	38,5*	13,3
		Пухтинская Шокшинская		3,2	2,8	0,83	2,07	1,43	~1	0,3	19,5	83,7	52,6	14,8	36,8	23,9	0,5	7,5	2,25
Иотнийская	Нижняя	Петрозаводская	Пестроцветные, сероцветные песчаники и кварцито-песчаники	4,5	2,1	1,1 0,97	1,55 5,44	1,33 2,43	~1	0,1	14,3	72,9	40,6	5,9	36,6	17,6	ед. зн.	15,0	3,98
						Из керна скважин по А. П. Мартынову													

* Повышенное содержание магнетита объясняется попаданием в пробу гематита из цемента (железистые пленки).

Примечание. Анализ протолок выполнен Н. Д. Сыромятиной.

ной остаточной намагниченности и степени ее сохранности. Однако выводы, изложенные в настоящей статье, являются предварительными, требующими уточнения при продолжении начатых исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Галдобина Л. П. Кварцито-песчаники и песчаники Прионежья. Техн.-экон. бюл. совнархоза КАССР, № 1, 1958а.

Галдобина Л. П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 5, 1958б.

Геология СССР, т. XXVII. Карельская АССР. М., Гостеолиздат, 1960.

Симанович И. М. О постседиментационном преобразовании шокшинских кварцито-песчаников. Литология и полезные ископаемые, № 1, 1964.

Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.

Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. М., Гостехиздат, 1958.

П. Л. КАЦЕБЛИН

ПАЛЕОМАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ ИОТНИЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

В 1963—1965 гг. в некоторых районах Южной Карелии (рис. 1) впервые на территории советской части Балтийского щита были проведены палеомагнитные исследования мощной осадочной толщи, отнесенной к иотнийской серии верхнего протерозоя. Работы проводились с целью оценки возможностей палеомагнитного метода для решения стратиграфических задач при изучении немых осадочно-метаморфических толщ докембрийского возраста. Проведенные исследования являются пока единственным примером палеомагнитного изучения осадочных пород с абсолютным возрастом порядка 2 млрд. лет. Настоящая статья посвящена изложению основных результатов этих исследований.

Иотнийские осадочные образования распространены на территории Западного Прионежья, южнее г. Петрозаводска, слагая широкую (60—70 км) пологую синклинали типа платформенной синеклизы, вытянутую примерно на 130 км в субмеридиональном направлении (Галдобина, 1958).

Подробная геолого-петрографическая характеристика описываемых образований изложена в статье Н. Т. Кищенко, помещенной в настоящем сборнике.

Ориентированные образцы песчаников¹ петрозаводской свиты были отобраны из естественных обнажений восточного крыла иотнийской синеклизы: двух разрезов в районе г. Петрозаводска и разреза у пос. Шокша (рис. 1). Разрезы района г. Петрозаводска расположены на крыльях пологой локальной синклинали, вытянутой в направлении СВ — ЮЗ. Из большего разреза (месторождение строительного камня «Каменный бор») мощностью 170 м было отобрано 60 ориентированных образцов. Средние элементы залегания пород — азимут падения 140°, угол — 13°. Из другого разреза (малого, мощность 35 м, средний аз. падения 53°, угол 19°) было отобрано 15 ориентированных образцов. Разрез у пос. Шокша (Шокшинское месторождение кварцито-песчаников) мощностью 70 м охарактеризован 60 ориентированными образцами. Средний азимут падения пород — 175°, угол — 8,5°.

Породы всех трех разрезов представлены разномасштабными (преимущественно средне- и крупномасштабными), пестроцветными полевошпато-кварцевыми, кварцевыми и аркозовыми песчаниками и принадлежат к верхам петрозаводской свиты.

Отбор ориентированных образцов песчаников шокшинской свиты

¹ Песчаниками именуются также кварцито-песчаники и кварциты — разности, отличающиеся степенью регенерации цемента.

производился из двух разрезов восточного крыла иотнийской синеклизы: Шокшинского и Рыборецкого месторождений строительного и декоративного камня. Из шокшинского разреза (мощность — 45 м, средний аз. падения — 175° , угол — $8,5^\circ$) было отобрано 50, а из Рыборецкого (мощность — 70 м, средний аз. падения — 197° , угол — $8,5^\circ$) — 40 ориентированных образцов. Песчаники этих разрезов представлены преимущественно красными, малиновыми и розовыми кварцевыми разностями. Породы рыборецкого разреза прорваны sillом долеритов мощностью около 40 м, венчающим обнаженную часть разреза.

Естественные обнажения пород педасельской и пухтинской свит известны в единственном разрезе западного крыла иотнийской синеклизы, расположенном в среднем течении притока р. Свири — р. Важинки. Выходы пород здесь протягиваются на расстоянии около 3 км вдоль узкой каньонообразной долины реки широтного направления.

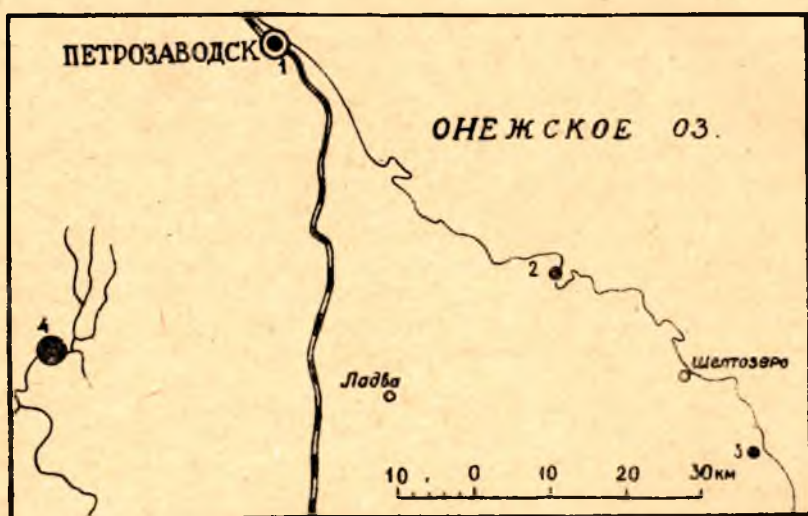


Рис. 1. Обзорная карта:

1 — разрезы песчаников р-на г. Петрозаводска, 2 — шокшинский разрез, 3 — рыборецкий разрез, 4 — важинский разрез

Общая мощность разреза достигает 1025 м, из которых нижние 125 м отнесены к педасельской свите, а остальные — к пухтинской. Граница между свитами условно проведена по подошве мощного (100 м) пласта конгломератов. Однако поскольку породы, разделенные конгломератами, практически не отличаются ни по вещественному составу, ни по магнитным характеристикам, мы будем рассматривать важинский разрез как единую толщу, в которой конгломераты являются, по-видимому, внутриформационными. Из всего разреза было отобрано 140 ориентированных образцов. Средний азимут падения пород — 57° , угол падения меняется от 45° до 6° при движении с запада на восток, что, как полагают, является следствием флексурообразного перегиба крыла синеклизы.

Следует отметить, что хотя степень метаморфизма пород всей иотнийской толщи невелика, петрозаводские песчаники претерпели, по-видимому, значительно большие вторичные изменения, нежели все вышележащие породы. Об этом могут свидетельствовать такие признаки, как частые

изменения цвета, в том числе и по простиранию, широко развитое вторичное ожелезнение, наличие сульфидов, являющихся продуктами гидротермальной деятельности, и пр.

Для измерений магнитных параметров пород использовался астатический магнитометр с ценой деления $0,01\gamma$. Характеристика работы прибора приведена на рис. 2, где η — относительная ошибка определения величины естественной остаточной намагниченности, а α_{67} имеет смысл среднеквадратичной погрешности измерений направления I_n . Можно видеть, что погрешность измерений величины и направления естественной остаточной намагниченности не превышала допустимой при палеомагнитных исследованиях (10% по величине и 6° по направлению) для образцов с $I_n \leq 1 \cdot 10^{-6}$ СГС.

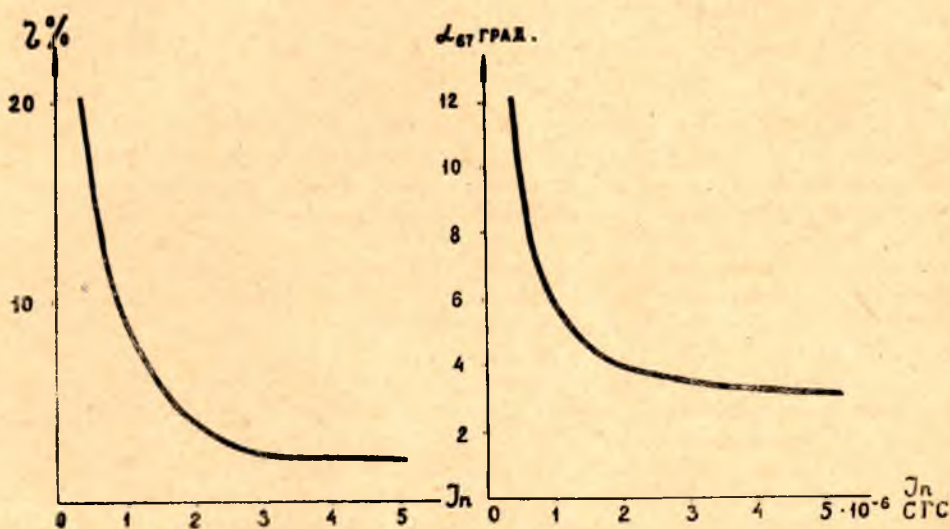


Рис. 2. Характеристика работы астатического магнитометра

Колебания величин магнитных параметров иотнийских песчаников составляют: $\kappa = (0 \div 14) \cdot 10^{-6}$ СГС; $I_n = (0,2 \div 64) \cdot 10^{-6}$ СГС, причем большая часть значений параметров лежит вблизи нижнего предела указанных величин. Таким образом, все изученные породы принадлежат к классу очень слабо магнитных. Рассмотрим теперь, как изменяются магнитные свойства пород по разрезу иотнийской толщи.

Песчаники петрозаводской свиты обладают в среднем наиболее низкими значениями естественной остаточной намагниченности и несколько повышенной величиной магнитной восприимчивости по сравнению с вышележащими. Средние значения магнитных параметров составляют: $I_n = 2,1 \cdot 10^{-6}$ СГС; $\kappa = 4,5 \cdot 10^{-6}$ СГС; $Q = 1,3$. Неоднородность состава пород обуславливает значительную дисперсию величин магнитных параметров: пределы колебаний их составляют

$$I_n = (0,2 \div 39) \cdot 10^{-6} \text{ СГС; } \kappa = (0,5 \div 12,5) \cdot 10^{-6} \text{ СГС.}$$

Повышенные значения магнитных параметров принадлежат серым и темно-серым разностям, часто содержащим тонкие прослои, обогащен-

ные зернами окислов железа (магнетит, гематит). Пестроцветные песчаники, как правило, обладают низкими значениями I_n , редко превышающими $1 \cdot 10^{-6}$ СГС. Какой-либо закономерности изменения величин магнитных параметров по разрезу не наблюдается. Колебания I_n и χ носят случайный характер, вероятно, соответствующий случайному характеру распределения в породах зерен ферромагнитных минералов (см. статью Кищенко в настоящем сборнике).

Дисперсия величин магнитных параметров песчаников шокшинской свиты меньше, нежели петрозаводских, что соответствует большей однородности состава. Пределы колебаний магнитных параметров и их средние значения составляют:

$$I_n = (0,7 \div 17) \cdot 10^{-6} \text{ СГС}; I_{n \text{ ср.}} = 2,8 \cdot 10^{-6} \text{ СГС};$$

$$\chi = (1 \div 9) \cdot 10^{-6} \text{ СГС}; \chi_{\text{ср.}} = 3,2 \cdot 10^{-6} \text{ СГС};$$

$$Q_{\text{ср.}} = 2,0.$$

Мелкозернистые разности, как правило, обладают повышенными значениями I_n , величина которой находится также в прямой зависимости от интенсивности красного цвета пород: наивысшие значения I_n отмечены у густо окрашенных красных и малиновых разностей.

В рыборецком разрезе по мере приближения к контакту с силлом долеритов наблюдается уменьшение естественной остаточной намагниченности и увеличение магнитной восприимчивости песчаников, по-видимому, являющееся следствием контактового воздействия долеритов (рис. 3).

Песчаники важинского разреза обладают, в основном, относительно высокими значениями естественной остаточной намагниченности: средняя ее величина составляет $9 \cdot 10^{-6}$ СГС при колебаниях от $0,5 \cdot 10^{-6}$ СГС до $64 \cdot 10^{-6}$ СГС. Магнитная восприимчивость пород большей части разреза, напротив, не превышает 1×10^{-6} СГС, и лишь отдельные значения χ , принадлежащие образцам, отобранным из тонких прослоев алевроитовых сланцев в верхах разреза, достигают $14 \cdot 10^{-6}$ СГС. Также соотношение I_n и χ приводит к резкому увеличению Q -фактора: его средняя величина равна 10. Здесь, так же как и в породах шокшинской свиты, наблюдается зависимость величины I_n от гранулометрического состава и интенсивности окраски: мелкозернистые густо окрашенные красные и малиновые разности обладают обычно повышенными значениями I_n . Серые разности, напротив, характеризуются минимальными значениями I_n . Например, величина I_n светлых розовато-серых и темно-серых крупно- и грубозернистых песчаников, цементирующих конгломераты нижней части разреза, не превышает 1×10^{-6} СГС. Кривая изменения I_n по разрезу (рис. 3) четко фиксирует закономерное ее увеличение в направлении снизу-вверх, что соответствует отмеченному выше уменьшению зернистости песчаников в этом направлении.

Приведенные данные вместе с кривыми рис. 3 позволяют сделать ряд выводов о распределении величин магнитных параметров по разрезу иот-нийской толщи. При этом необходимо отметить, что все кривые рис. 3 построены по сглаженным средним значениям параметров для интервалов в 10 м (разрезы петрозаводской и шокшинской свит) и в 25 м (важинский разрез).

Итак, в направлении снизу-вверх магнитная восприимчивость иот-нийских песчаников в общем уменьшается, а значения I_n и фактора Q

увеличиваются. При этом величина магнитных параметров песчаников петрозаводской свиты определяется, по-видимому, содержанием в породах детритовых зерен окислов железа: максимальные значения параметров отмечены в первично окрашенных темно-серых разностях, часто содержащих прослой с повышенным содержанием зерен окислов железа; пестроцветные же песчаники, в которых зерна окислов железа были, вероятно, выщелочены вторичными процессами, обусловившими и изменение окраски, обладают минимальными значениями I_n и χ .

Для всей вышележащей толщи характерна зависимость величины естественной остаточной намагниченности от гранулометрического состава и интенсивности красной окраски песчаников. Это позволяет предположить, что величина I_n определяется здесь количеством пигмента, окрашивающего породы в красные тона и представляющего собой мельчайшие частицы окислов железа (гематита и гидрогематита), тонко рассеянные в цементе и обволакивающие зерна кварца тонкими «рубашками».

При анализе распределения направлений I_n нами использовались равнопромежуточные проекции сферы. Значимые данные для нанесения на стереографические проекции отбирались следующим образом:

а) для расчетов использовались лишь те направления I_n , которые измерены с погрешностью не более 5° . Как было показано выше (рис. 2), применяемая аппаратура позволяла получать погрешность в направлении менее 5° для образцов с $I_n \geq 2 \times 10^{-6}$ СГС;

б) использовались лишь те направления естественной остаточной намагниченности, в составе которой отсутствует вязкая составляющая, фиксируемая двукратным измерением образцов после выдержки в магнитном поле лаборатории;

в) направления I_n для отдельных слоев рассчитывались по результатам измерений не менее двух образцов, взятых из одной точки разреза. На стереографические проекции наносились только те векторы I_n , угловая погрешность в определении которых (α_{67}) не превышала 5° .

Исключение из приведенных правил было сделано лишь для песчаников петрозаводской свиты, ввиду их исключительно слабой намагниченности и значительной внутрислойной дисперсии направлений I_n . Для этих пород пределы допустимых погрешностей были повышены до 10° .

Петрозаводская свита. 135 ориентированных образцов, отобранных из песчаников петрозаводской свиты, характеризуют 55 точек трех разрезов. Из них лишь для 15 точек направления I_n были определены с погрешностью α_{67} менее 5° . С погрешностью менее 10° направления I_n были определены для 41 точки разрезов. На рис. 4 изображены распределения направлений I_n песчаников петрозаводской свиты — шокшинского (А) разреза и двух разрезов района г. Петрозаводска: каменноборского (В) и малого (Б).

Все векторы проектируются на нижнюю полусферу. Точки на проекциях А и В можно разделить на две группы: первые группы расположены в северной части проекции, выше и вблизи направлений современного магнитного поля, в то же время не включая его. Вторые группы точек локализируются в южной части проекций, располагаясь вдоль кругов перемagnetничивания. Такое распределение точек позволяет говорить о наличии в этих разрезах намагниченности двух знаков: кучные группы точек в северной части проекций принадлежат прямо намагниченным породам, группы точек в южной части проекций — обратно намагниченным. Это предположение подтверждается графиками изменения угла Δ по разрезам

(рис. 3). С другой стороны, вытянутость точек вдоль кругов перемагничивания, весьма далекий от 180° угол между намагниченностями того и другого знака, явная зависимость средних направлений прямой намагниченности от залегания пород — все это свидетельствует о наличии в породах значительной вторичной составляющей намагниченности в направлении современного поля. Проверка стабильности естественной остаточной намагниченности методом пересечения (рис. 4 г) дала следующие цифры для S: разрез А — 0,7; разрез Б — 0,3; разрез В — 0,6. В среднем численное значение меры стабильности для песчаников петрозаводской свиты составляет 0,5, что соответствует $I_n^0 = I_n^h$ — классическому соотношению для метастабильных пород.

Погрешность определения направления прямой первичной намагниченности ($D=15^\circ$; $J=75^\circ$) оказалась весьма значительной (радиус круга доверия $\alpha_{95}=16^\circ$). Поэтому эти данные для дальнейших количественных

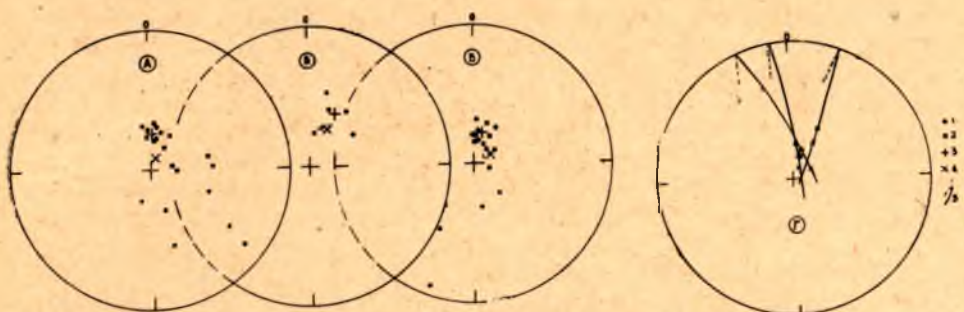


Рис. 4. Распределение направлений I_n песчаников петрозаводской свиты и определение направления прямой первичной намагниченности:

1 — векторы I_n , спроектированные на нижнюю полусферу, 2 — то же, проекции на верхнюю полусферу, 3 — проекция среднего направления I_n , 4 — проекция направления перемагничивания, 5 — след плоскости перемагничивания

расчетов использоваться не будут. Однако проведенный качественный анализ, по нашему мнению, достаточен для выделения в верхней части разреза петрозаводской свиты зоны обратной намагниченности.

Шокшинская свита. Из 45 точек двух разрезов шокшинских песчаников, охарактеризованных 90 образцами, направления I_n с погрешностью менее 5° были определены для 37 точек. Как явствует из стереографической проекции (рис. 5, А), в песчаниках шокшинской свиты уверенно фиксируется лишь прямая намагниченность. Два вектора, расположенные в южной части проекции, могут быть объяснены случайными выскоками; два вектора, расположенные вблизи направления перемагничивания, в расчет в дальнейшем также не принимаются из-за явного воздействия современного поля. Несколько обособленно расположена также группа из четырех векторов, локализованная выше основной. Эти векторы принадлежат породам, залегающим вблизи контакта с долеритами и, вероятно, испытавшим их контактовые воздействия, что четко фиксируется на рис. 3 (рыборецкий разрез). Оставшаяся весьма кучная (к-58) группа из 29 векторов, по-видимому, характеризует прямую первичную намагниченность, среднее направление которой определяется следующими значениями склонения и наклонения: $D=344^\circ$; $J=46^\circ$ при радиусе круга доверия $\alpha_{95}=3,5^\circ$. Предположение о первичности намагниченности можно

сделать исходя из таких чисто качественных соображений, как значительное удаление этой группы векторов от направления современного магнитного поля, высокая кучность, независимость направлений I_n от залегания пород, значительная величина Q -фактора, практическое отсутствие признаков вторичных изменений пород.

Важинский разрез. Песчаники важинского разреза в большинстве своем обладают достаточно высокой намагниченностью, вследствие чего направления I_n с требуемой точностью были определены для 57 точек разреза из 70. Распределение направлений I_n (рис. 5, Б) указывает на наличие прямо и обратно намагниченных пород. Средние направления I_n для прямо намагниченных пород ($D=347^\circ$; $J=30^\circ$ при $\alpha_{95}=4^\circ$) и для обратно намагниченных ($D=165^\circ$; $J=15^\circ$ при $\alpha_{95}=8^\circ$) отстоят на большом

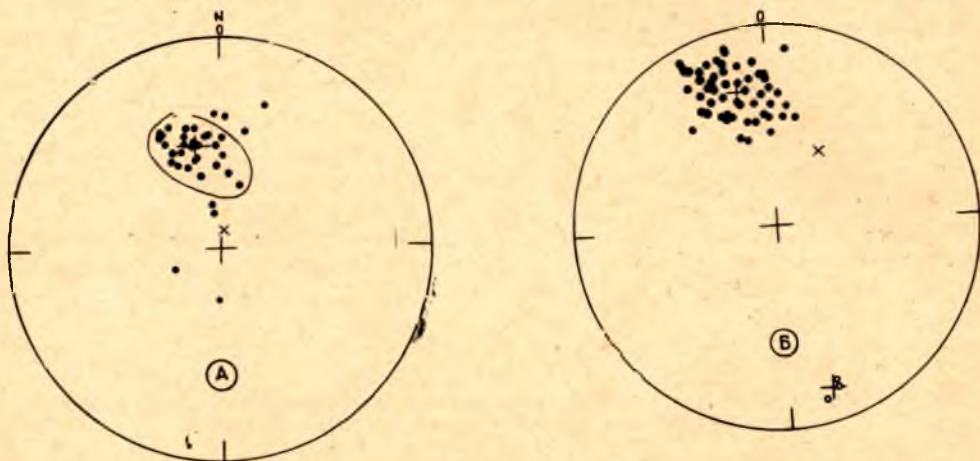


Рис. 5. Распределение направлений I_n песчаников шокшинской свиты (А) и важинского разреза (Б). Обозначения те же, что и к рис. 4.

расстоянии от направления перемангничивания, а угол между ними близок к 180° (165°). Нужно еще учесть, что мощность прямо намагниченных пород превышает 800 м, тогда как обратно намагниченные породы имеют мощность всего лишь 60 м, последние к тому же локализованы в самых верхах разреза и отделены от прямо намагниченных 150-метровым интервалом. Среднее же направление намагниченности, подсчитанное для ближайшего 60-метрового интервала прямо намагниченных пород ($D=345^\circ$; $J=21^\circ$ при $\alpha_{95}=8^\circ$), отличается от среднего направления намагниченности обратно намагниченных пород на 175° . Иными словами, угол между этими направлениями отличается от 180° на величину, меньшую ошибки определения, что соответствует стабильности $S=1$. Таким образом, можно утверждать, что в составе I_n песчаников важинского разреза имеется лишь одна составляющая — первичная намагниченность осадков. Поскольку песчаники важинского разреза весьма близки по всем показателям породам шокшинской свиты, этот вывод может быть экстраполирован и на последние.

Из кривых рис. 5 видно, что помимо резкого поворота направления намагниченности на обратное в верхней части важинского разреза наблюдается еще медленное изменение этого направления, выражающееся

в закономерном увеличении положительного наклонения в направлении сверху вниз.

Таким образом, анализ распределений направления I_n ютнийских песчаников позволяет сделать вывод, что в породах важинского разреза и шокшинской свиты мы имеем дело со стабильной первичной намагниченностью¹, которая, следовательно, может быть использована для вычисления координат палеомагнитных полюсов рассматриваемой эпохи. Этот вывод, по-видимому, нельзя распространить на породы петрозаводской свиты, так как здесь мы имеем дело со сложной намагниченностью, имеющей в своем составе по крайней мере две составляющих, причем при выделении первичной намагниченности допускается большая погрешность. Кроме того, из-за наличия в породах явных признаков вторичных изменений отождествить направление первичной намагниченности с направлением древнего геомагнитного поля не представляется возможным без дополнительных исследований.

Необходимо еще отметить, что прямо и обратно намагниченные породы не обнаруживают каких-либо отличий ни по составу, ни по магнитным свойствам. Вообще говоря, предположение о возможности самообращения намагниченности в таких слабо магнитных осадочных породах, представляющих из себя смесь немагнитных минералов с весьма малым содержанием ферромагнитного компонента, лишено всякого основания. Поэтому утверждение о том, что только инверсии поля могут быть ответственными за наличие обратно намагниченных пород в разрезе ютнийской толщи, по-видимому, не нуждается в особых доказательствах.

Изложенный выше материал позволяет составить палеомагнитный разрез изученной толщи (рис. 3). В период формирования самых верхних горизонтов изученного разреза магнитное поле имело обратное современному направление, что обусловило наличие горизонта обратно намагниченных пород. Видимая мощность этого горизонта — 60 м, однако его верхняя и нижняя границы не установлены из-за невозможности отбора образцов. Где-то в пределах нижележащего 150-метрового «пустого» интервала имела место инверсия поля, и все нижележащие породы важинского разреза имеют прямую намагниченность. Это утверждение не может быть распространено лишь на 100-метровый пласт конгломератов, так как направление намагниченности в нем не определено, ввиду ее чрезвычайно малой величины. В пределах прямо намагниченной зоны в направлении сверху-вниз наблюдается закономерное увеличение положительного наклонения вектора I_n . Средние направления намагниченности для верхнего ($D=341^\circ$, $J=23^\circ$) и нижнего ($D=350^\circ$, $J=39^\circ$) 100-метровых интервалов прямо намагниченной зоны мощностью 800 м отличаются друг от друга по наклону на 16° . Таким образом, если не учитывать перерывов в осадконакоплении и частичных размывов, средний темп увеличения наклонения составлял около 2° за время отложения 100-метровой толщи пород. Можно предположить, что подобная же тенденция к увеличению наклонения существует и для нижележащих горизонтов, вплоть до контакта с петрозаводской свитой. Среднее направление намагниченности для шокшинской свиты ($D=344^\circ$, $J=46^\circ$) отличается по наклону от приведенного выше среднего направления для низов важинского разреза на угол 7° . Принимая во внимание, что по данным бурения эта разница соответствует приблизительно 400 м разреза, мы

¹ Этот вывод подтверждается результатами лабораторных исследований, приведенными во второй статье автора в настоящем сборнике.

опять получаем примерно ту же цифру (около 2° на 100 м мощности) для темпа увеличения наклона. Тем самым можно констатировать, что весь разрез, залегающий на петрозаводской свите, по-видимому, представляет собой единый осадочный (трансгрессивный) цикл без существенных перерывов, и проводимое в настоящее время геологами расчленение этого разреза по литолого-петрографическим признакам на три свиты следует считать чисто условным.

Прямая палеомагнитная зона продолжается далее и в верхах петрозаводской свиты. Однако на контакте шокшинской и петрозаводской свит наблюдается довольно резкое изменение магнитных свойств пород и направления намагниченности. Это не противоречит геологическим представлениям о наличии здесь стратиграфического несогласия.

Далее при движении вниз по разрезу наблюдается зона обратной намагниченности. Выделяется она весьма неувренно из-за низкой палеомагнитной стабильности пород, однако наличие ее в двух разрезах, удаленных друг от друга на расстояние около 50 км, свидетельствует в пользу реальности ее существования. Мощность этой зоны — около 100 м; точно она не может быть установлена из-за невозможности точной геологической корреляции разрезов. Наконец, вся остающаяся изученная часть разреза петрозаводской свиты, вплоть до самой подошвы, занята прямо намагниченными породами.

Как было показано ранее, реконструкция направления геомагнитного

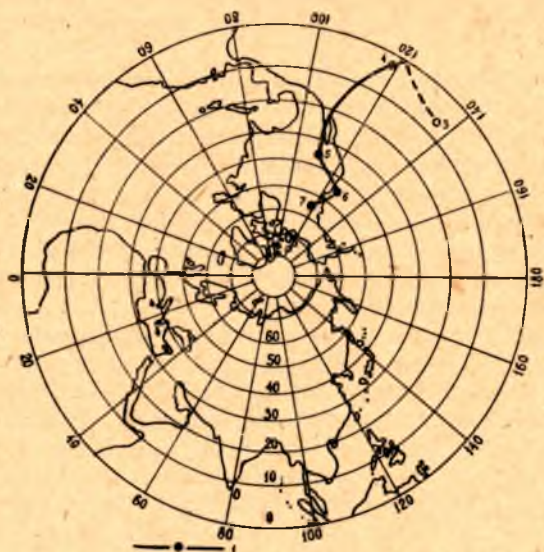


Рис. 6. Положение полюса в докембрии:

1 — след движения полюса в Северном полушарии, 2 — то же, в Южном полушарии, 3 — положение полюса, вычисленное по данным для верхнеторридонских песчаников Шотландии, 4 — то же, для лонгмайского яруса, Шропшир, Англия, 5 — то же, для нижнеторридонских песчаников, 6 — то же, для важинского разреза, 7 — то же, для шокшинской свиты

поля эпохи образования пород может быть сделана лишь по направлению намагниченности пород, залегающих на петрозаводской свите. Данные, приведенные выше, свидетельствуют о том, что во время формирования указанной толщи, помимо резкого изменения знака поля в конце этого времени, имел место медленный поворот магнитной оси при переходе от древних к более молодым породам: закономерное уменьшение положительного наклона в направлении снизу-вверх соответствует смещению палеомагнитного полюса в направлении экватора, что совпадает с имеющимися литературными данными для докембрия (Палеомагнетизм, 1962; Храмов и др., 1961). Вычисленные нами координаты северного палеомагнитного полюса для шокшинского времени и времени формирования важинского разреза (см. табл.) находятся в близком соответствии с имеющимися данными для докембрия Европы и хорошо увязываются

Таблица

Основные палеомагнитные данные

Свита, разрез	Средние координаты района отбора		Направление, I_n		Радиус круга доверия, α_{95}	Координаты северного палеомагнитного полюса		Полуоси овала погрешности		Полярность геомагнитного поля	Палеомагнитная широта, φ_n
	φ с. ш.	λ з. д.	D	J		Φ с. ш.	Λ з. д.	Q_1	Q_2		
Шокшинская свита	61,5°	35,5°	344°	46°	3,5°	54°	120°	4,5°	3°	+	27°
Важинский разрез	61,5°	34°	347,5°	29,5°	4,5°	44°	129°	5°	2,7°	±	16°

с докембрийской частью кривой миграции полюса, служа ее продолжением вглубь геохронологической шкалы (рис. 6).

Представляет интерес попытка оценить темп осадконакопления пород важинского разреза. Угловое расстояние между положениями полюса, рассчитанными для верхов ($\Phi=50^\circ$ с. ш., $\Lambda=131^\circ$ з. д.) и низов ($\Phi=39^\circ$ с. ш., $\Lambda=123^\circ$ з. д.) 800-метровой зоны прямой намагниченности, составляет 12° дуги большого круга. По оценкам различных исследователей (Палеомагнетизм, 1962) скорость миграции полюса колеблется от $1/3$ до $1/2$ градуса за миллион лет. Если принять для расчета последнюю цифру и не учитывать перерывов в осадконакоплении и частичных размывов, то для скорости формирования этой толщи мы получим цифру $0,5 \cdot 800 : 12 = 33$ м за миллион лет.

Эта, безусловно, очень грубая оценка хорошо подтверждает имеющиеся представления о платформенном характере иотнийских образований.

Изложенный материал свидетельствует о том, что палеомагнитный метод может с успехом применяться для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов даже таких древних осадочных пород, как иотнийские. Полученные данные, в частности, позволяют выделить в составе иотнийской толщи две подтолщи: нижнюю (петрозаводская свита) и верхнюю (шокшинская, педасельгская и пухтинская свиты). Составленный палеомагнитный разрез может служить основой для стратиграфической привязки разрезов данного района, причем такая привязка может производиться не только по выделенным палеомагнитным зонам, но и (для верхней подтолщи) по направлению вектора намагниченности.

ЛИТЕРАТУРА

Галдобина Л. П. Иотнийские образования района Прионежья Карельской АССР. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 5, 1958.

Кищенко Н. Т. О ферромагнитных минералах в иотнийских образованиях Южной Карелии. В настоящем сборнике.

Палеомагнетизм. М., ИЛ, 1962.

Храмов А. Н. и др. Методика палеомагнитных исследований. М., Гостехиздат, 1961.

П. Л. КАЦЕБЛИН

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И СТАБИЛЬНОСТЬ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСТАТОЧНОЙ НАМАГНИЧЕННОСТИ ИОТНИЙСКИХ ПЕСЧАНИКОВ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

В предыдущей статье было показано, что иотнийские песчаники обладают заметной естественной остаточной намагниченностью, часто значительно (в 2—10 раз) превышающей индуктивную. Сведения о направлении естественной остаточной намагниченности были использованы для палеомагнитного стратиграфического расчленения иотнийской осадочной толщи и характеристики направления геомагнитного поля эпохи осадкообразования. В связи с этим интересно выяснить, на какой стадии своего формирования породы могли приобрести естественную остаточную намагниченность, какова ее природа и сохранность, каково взаимоотношение между направлением I_n и направлением обусловившего ее геомагнитного поля. Настоящая статья посвящена обсуждению этих проблем.

Согласно результатам исследований Н. Т. Кищенко (см. статью в настоящем сборнике), железоокисные минералы присутствуют в иотнийских песчаниках в двух основных формах: в виде обломочных зерен и в виде чрезвычайно тонкозернистого красного пигмента, образующего «рубашки» (пленки) вокруг зерен кварца и диспергированного в цементе. В песчаниках петрозаводской свиты значительным распространением пользуются также гидроокислы железа, являющиеся продуктами вторичных изменений.

Среди минералов первой группы главная роль принадлежит гематиту и мартиту (93,5% для петрозаводской свиты и 91% для всей вышележащей толщи), на долю магнетита приходится соответственно 6,5 и 9%. Размер зерен этих минералов колеблется в пределах 0,01—0,5 мм. Рентгеноструктурным анализом чрезвычайно тонкого порошка, отсепарированного на центрифуге в тяжелой жидкости из фракции мельче 0,05 мм, отобранной из проб иотнийских песчаников, диагностирован только гематит (вместе с гидрогематитом). Линий магнетита ни в одной из проб, отобранных по всему разрезу иотнийской толщи, не обнаружено. Следовательно, содержание магнетита не должно превышать 5% в конечной пробе, в соответствии с точностью метода. Можно, таким образом, утверждать, что основным минералом красного пигмента является гематит (и гидрогематит), зерна которого имеют размеры от долей до первых единиц микрона.

Соотношение между указанными группами минералов по разрезу иотнийской толщи существенно различное. В песчаниках петрозаводской свиты главная роль, очевидно, принадлежит минералам первой группы, а также гидроокислам железа. Наличие красной пленки отмечается здесь

редко. В песчаниках вышележащей толщи наблюдается широкое развитие красного гематитового пигмента. По данным минералогического анализа, содержание железоокисных минералов в пробах составляет в среднем 0,24% или 88% веса тяжелой фракции. Химический же анализ определяет среднее содержание суммы окислов $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ в тех же пробах в 1,1%. Нужно учесть, что при минералогическом анализе чистоты гематита из красного пигмента почти не попадают в пробу, так как их, ввиду чрезвычайно малых размеров, практически невозможно отделить от зерен легких немагнитных минералов. Сравнение приведенных цифр позволяет утверждать, что в песчаниках верхней толщи красный гематитовый пигмент резко преобладает по количеству над минералами первой группы. Очевидно, что при всех прочих равных условиях, количество красного пигмента должно быть выше в мелкозернистых песчаниках, в которых суммарная поверхность зерен (и, следовательно, количество красной пленки) больше. Поэтому в породах верхней толщи в соответствии с общей тенденцией уменьшения зернистости количество красного гематитового пигмента должно возрастать в направлении снизу-вверх, что подтверждается результатами анализов.

На рис. 1. приведены вариационные кривые естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости песчаников важинского разреза (А), шокшинской свиты (Б) и петрозаводской свиты (В). На всех кривых χ выделяются четкие максимумы со значениями моды около 1×10^{-6} СГС. На кривых Б и В имеются максимумы со значениями моды около 4×10^{-6} СГС. Если считать, что магнитная восприимчивость пород определяется в основном магнетитом, то вторые максимумы должны соответствовать образцам, содержащим магнетит, а первые — содержащим только гематит. Судя по соотношению площадей под максимумами и величине моды вторых максимумов, более половины образцов песчаников петрозаводской свиты содержат магнетит; для шокшинской свиты это количество значительно меньше, так же как и содержание магнетита в образцах; песчаники же важинского разреза практически магнетита не содержат. Последний вывод подтверждается также удивительным постоянством величины магнитной восприимчивости по всему важинскому разрезу: подавляющее большинство значений χ имеет здесь величину порядка 1×10^{-6} СГС.

Таким образом, магнитные свойства песчаников петрозаводской свиты определяются в основном магнетитом, в меньшей степени гематитом и его разновидностями и, возможно, гидроокислами железа. В породах же вышележащей толщи подавляющее значение имеет гематит и его разновидности, и лишь в самых низах разреза некоторое значение может иметь магнетит. Учитывая еще, что содержание минералов первой группы мало изменяется по разрезу, испытывая лишь случайные колебания, закономерное увеличение I_n в направлении снизу-вверх может быть объяснено лишь тем, что в песчаниках верхней толщи естественная остаточная намагниченность связана в основном с красным гематитовым пигментом «рубашек» и цемента. Этот вывод хорошо подтверждается отмеченной в предыдущей статье зависимостью величины I_n от зернистости и интенсивности окраски песчаников, а также практическим отсутствием корреляции между зернистостью осадков и внутрислойной дисперсией направлений I_n .

В песчаниках петрозаводской свиты максимальные значения I_n принадлежат прослоям, обогащенным минералами первой группы, а внутрислойная дисперсия направлений I_n велика и зависит от зернистости.

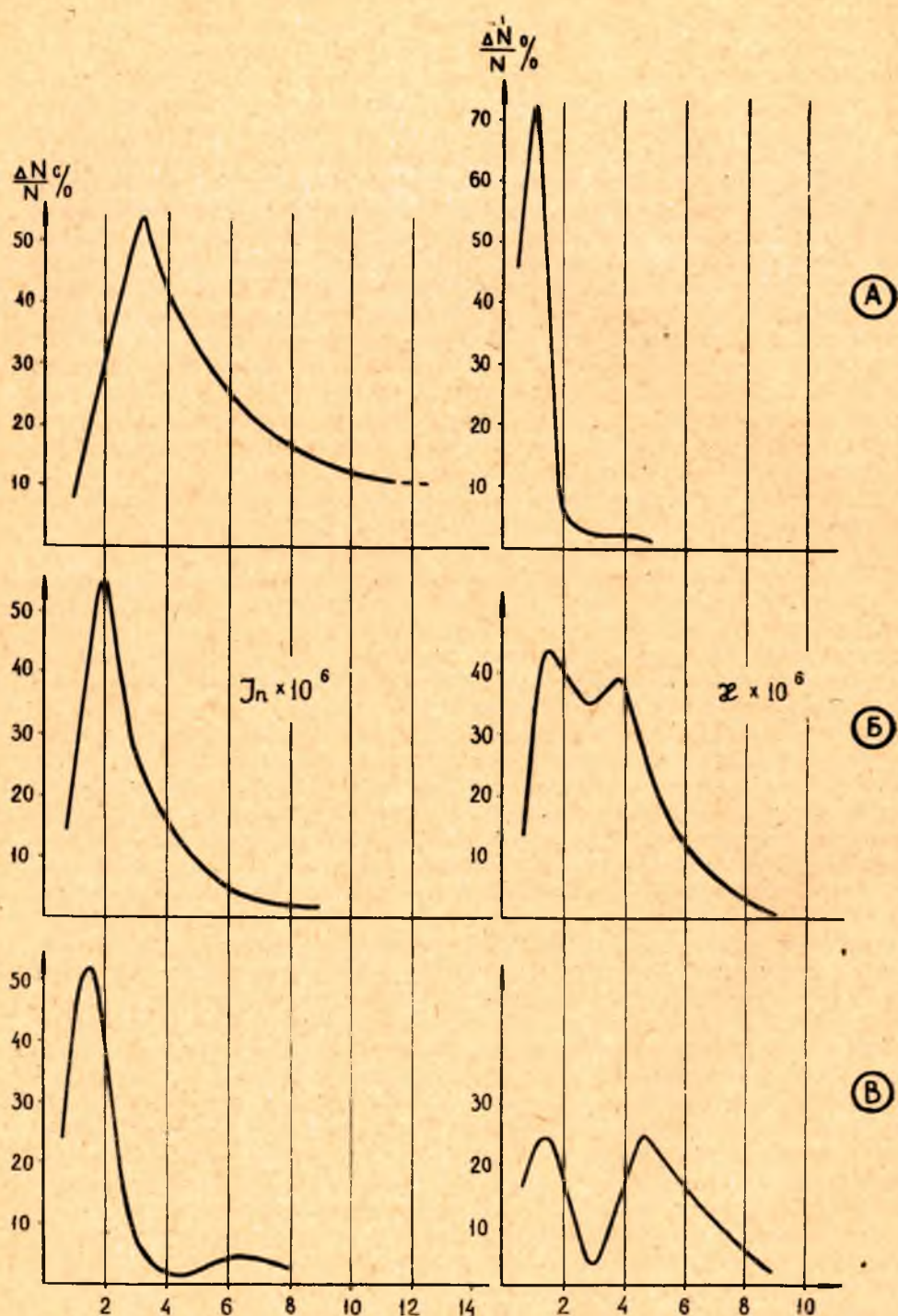


Рис. 1. Вариационные кривые естественной остаточной намагниченности и магнитной восприимчивости иотнийских песчаников:

А — важинский разрез, Б — шокшинская свита, В — петрозаводская свита

Поэтому очевидно, что I_n этих пород связана в основном с минералами первой группы и, возможно, с вторичными гидроокислами железа.

Рассмотрим коротко вопросы генезиса перечисленных выше ферромагнитных минералов¹.

По данным Н. Т. Кищенко, основная масса зерен магнетита имеет несомненное обломочное происхождение. Относящийся к первой группе минералов гематит и его разновидности (мартит и гидрогематит) могли иметь как обломочное, так и (что более вероятно) вторичное происхождение благодаря окислению магнетита в период гипогенеза. На возможность такого процесса указывают непосредственно наблюдаемые в шлифах случаи мартитизации магнетита. Наконец, гидроокислы железа возникли при окислении минералов первой группы и пирита в зоне гипергенеза.

Согласно заключениям петрографов и имеющимся литературным данным (Нагата, 1965), наиболее вероятным механизмом образования красного гематитового пигмента является химическое его осаждение из вод материнского бассейна или из интерстиционной воды, произошедшее на первых стадиях формирования осадков, во всяком случае, не позже стадии раннего диагенеза. По-видимому, образование этого гематита в первом приближении можно считать синхронным с временем осадкообразования.

В соответствии с вышеизложенным, в петрозаводских песчаниках могло возникнуть несколько разновозрастных составляющих остаточной намагниченности. Первично осажденные обломочные зерна минералов первой группы обусловили возникновение в породах осадочной (ориентационной) намагниченности, которая вследствие своей термоостаточной (или однодоменной при малых размерах зерен) природы, могла иметь высокую стабильность и донести до нашего времени сведения о направлении земного магнитного поля эпохи осадкообразования. Вторая по возрасту намагниченность могла возникнуть в породах в результате окисления первично осажденного магнетита в период гипогенеза.

Образовавшиеся при этом зерна гематита (мартита) могли получить химическую остаточную намагниченность, датировать которую не представляется возможным. Следует, однако, учесть, что размер подавляющего большинства такого рода зерен в иотнийских песчаниках превышает критический размер для однодоменных частиц. В этом случае, согласно Т. Нагата (Нагата, 1965), могла возникнуть лишь слабая и малостабильная намагниченность, которая, если она вообще сохранилась до настоящего времени, могла обусловить лишь мягкую составляющую наблюдаемой в породах I_n .

Наконец, последняя по возрасту остаточная намагниченность могла возникнуть в породах в результате окисления зерен минералов первой группы в зоне гипергенеза, т. е. в самую последнюю стадию геологической жизни пород. Направление этой намагниченности должно, очевидно, определяться направлением современного магнитного поля Земли.

Образовавшиеся в результате окислительного процесса гидроокислы железа (лимонит, гидрогематит) наблюдаются в породах главным образом в виде полос, пятен, налетов по стенкам трещин. Нередко они целиком пропитывают цемент породы, придавая ей характерный бурый цвет. Частицы гидроокислов имеют чрезвычайно малые размеры, возможно,

¹ Для упрощения изложения гематит также отнесен к классу ферромагнитных минералов, хотя он, как известно, является типичным антиферромагнетиком.

сравнимые с размерами доменов. Поэтому приобретенная ими химическая намагниченность могла иметь высокую стабильность.

Необходимо еще отметить, что благодаря применявшейся методике измерений, были выявлены образцы с вязкой составляющей намагниченности (впрочем, их было немного). Поскольку направления I_n таких образцов в дальнейшем в расчет не принимались, мы для простоты будем считать, что в составе естественной остаточной намагниченности иотнийских песчаников вязкая составляющая отсутствует.

Как было показано выше, естественная остаточная намагниченность песчаников важинского разреза и шокшинской свиты связана, в основном, с химически осажденным красным гематитовым пигментом. Очевидно, что в этом случае мы имеем дело с типичной химической намагниченностью. Ввиду малых размеров зерен, соизмеримых с размерами доменов, эта намагниченность должна иметь значительную величину (что и наблюдается на практике) и высокую стабильность. Направление остаточной намагниченности в этом случае должно определяться направлением геомагнитного поля эпохи образования осадков или близкой к ней. Так как породы практически не содержат магнетита или содержат его в очень малых количествах, а следов вторичного ожелезнения в породах почти не наблюдается, мы вправе полагать, что процессы возникновения намагниченности, имевшие место в петрозаводских песчаниках, по-видимому, играли здесь незначительную роль. Следовательно, созданными в результате этих процессов составляющими I_n можно пренебречь и наблюдаемую в породах I_n считать целиком обусловленной химической намагниченностью красного гематитового пигмента. Напомним, что при анализе картин распределения направлений I_n для подавляющего их числа не выявлено сколько-нибудь заметного воздействия современного магнитного поля (см. статью автора в настоящем сборнике).

Рассмотрим, в каком соотношении находятся приведенные выше качественные соображения о природе I_n иотнийских песчаников с результатами проведенных нами лабораторных исследований.

На рис. 2 показаны типичные кривые размагничивания естественной остаточной намагниченности иотнийских песчаников переменным магнитным полем с начальной амплитудой до 500 эрстед. Можно видеть, что основной I_n является жесткая составляющая намагниченности. Величина мягкой составляющей намагниченности в породах петрозаводской и шокшинской свит не превышает 16% полной величины I_n , в породах же важинского разреза мягкая составляющая практически отсутствует. Изменения направления I_n пород важинского разреза и шокшинской свиты можно считать не выходящими за пределы экспериментальной ошибки, для пород петрозаводской свиты эти изменения также невелики (не превышают 20°), хотя их и нельзя объяснить ошибками эксперимента.

С точки зрения вышеприведенных качественных соображений полученные результаты можно объяснить следующим образом. Жесткая составляющая I_n пород петрозаводской свиты обусловлена, по-видимому, первичной осадочной намагниченностью и самой поздней химической намагниченностью, связанной с современным полем. Стабильность обеих составляющих к переменному полю велика и согласно литературным данным (Нагата, 1965; Haigh, 1958) должна быть примерно одинаковой, ввиду сходства их природы. Незначительная по величине мягкая составляющая, практически размагничиваемая полем в 100—200 эрстед, вероятнее всего связана с второй по возрасту химической намагниченностью,

полученной породами в период гипогенеза. Размагничивание этой составляющей и приводит к некоторому изменению направления I_n .

В породах шокшинской свиты жесткая составляющая, в основном, представлена первичной химической намагниченностью красного гематитового пигмента. Некоторую долю в ее составе занимает, вероятно, пер-

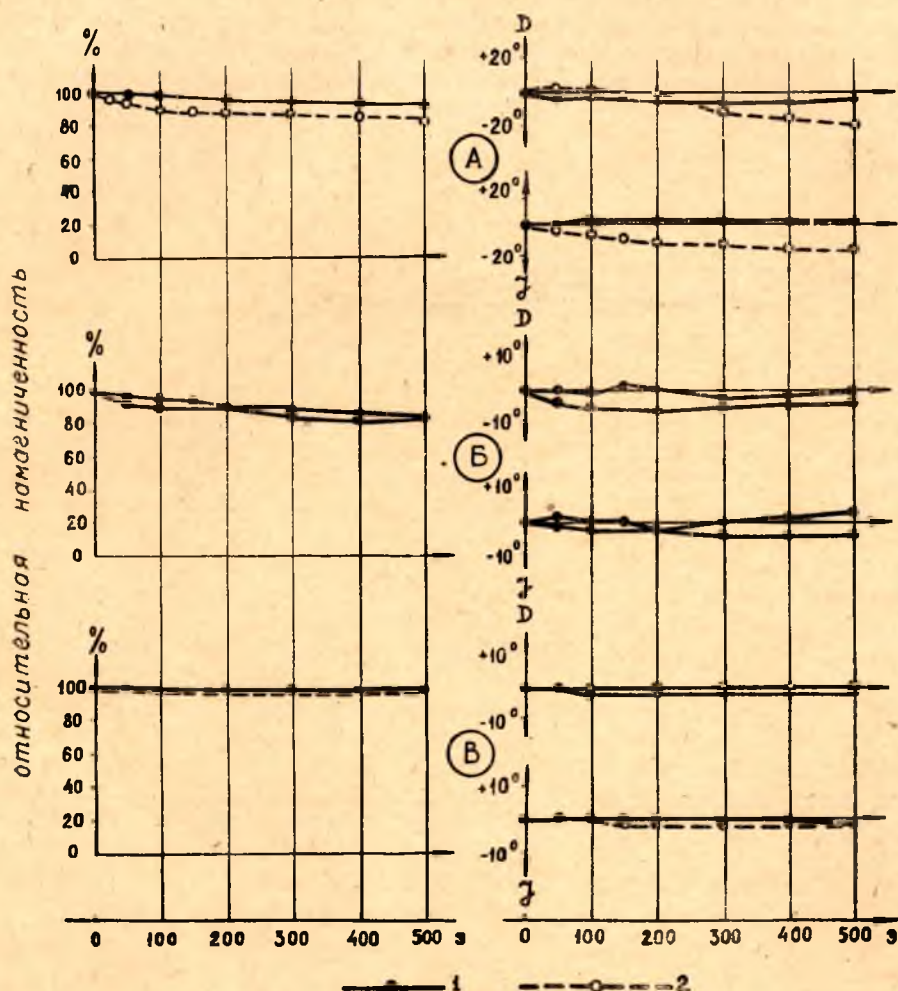


Рис. 2. Размагничивание I_n иотнийских песчаников переменным магнитным полем:

А — петрозаводская свита, Б — шокшинская свита, В — важинский разрез.
 1 — прямо намагниченные породы, 2 — обратно намагниченные породы

вичная осадочная намагниченность, что объясняет наблюдаемую слабую зависимость внутрислойной дисперсии направлений I_n от зернистости осадков. Мягкая составляющая имеет, вероятно, то же происхождение, что и в петрозаводских песчаниках. Отметим, что в этом случае оба компонента жесткой составляющей должны быть связаны с магнитным полем эпохи образования.

Наконец, естественная остаточная намагниченность пород важинского разреза, очевидно, обусловлена первичной химической намагниченностью красного пигмента.

На рис. 3 представлены результаты терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности двух образцов важинского разреза. Один из них отобран из зоны прямой намагниченности в нижней части разреза, другой — из зоны обратной намагниченности верхов разреза. Для сравнения на график нанесены заимствованные у Нагата (1965) кривые терморазмагничивания естественной остаточной намагниченности химической

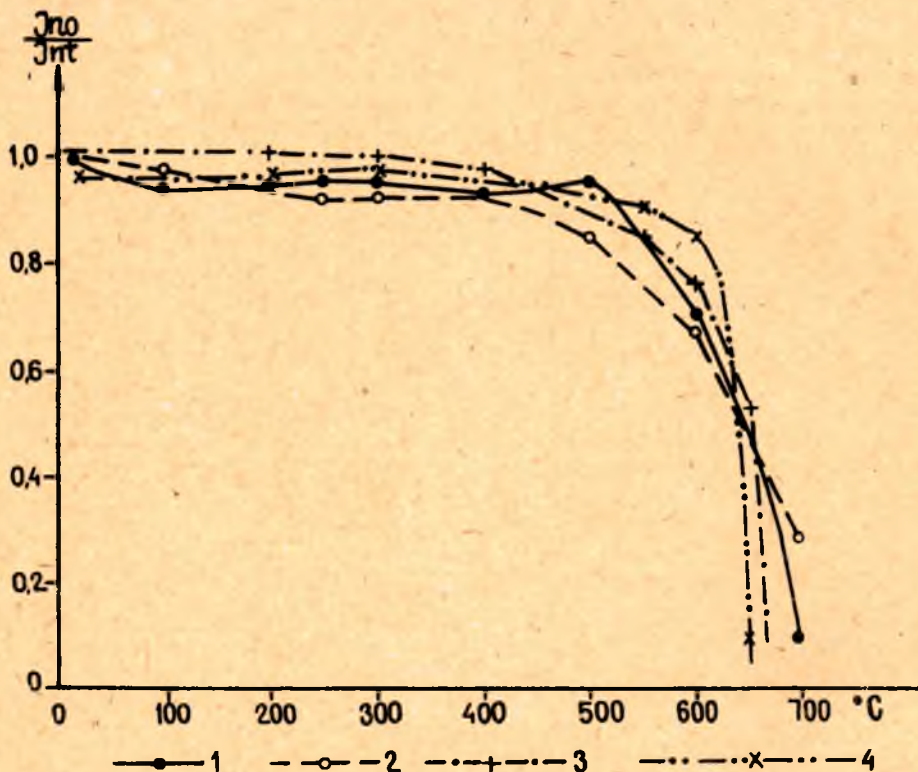


Рис. 3. Терморазмагничивание I_n песчаников важинского разреза:

1 — прямо намагниченные породы, 2 — обратно намагниченные породы, 3 — красный триасовый песчаник (Англия), 4 — порошок синтезированного гематита

природы (красный триасовый песчаник Англии) и термоостаточной намагниченности синтезированного порошка гематита. Сравнение приведенных кривых позволяет утверждать, что естественная остаточная намагниченность пород важинского разреза целиком обусловлена высокостабильной химической намагниченностью красного гематитового пигмента.

Подобные эксперименты, проведенные на образцах песчаников петрозаводской свиты, к сожалению, не дали результатов, так как в породах при нагревании происходят сильные минералогические изменения (вероятно, дегидратация гидроокислов).

Возникшие в иотнийских песчаниках виды первичной остаточной намагниченности должны соответствовать по направлению обусловивше-

му их геомагнитному полю. В настоящее время, в соответствии с результатами опытов пересадки, можно считать доказанным, что направление возникающей в осадке ориентационной намагниченности в среднем совпадает с направлением действующего магнитного поля. Степень такого совпадения для иотнийских осадков должна быть высокой, так как подавляющее большинство зерен минералов первой группы, с которыми связана ориентационная намагниченность, имеет изометричную форму, что должно было свести к минимуму влияние эффекта анизотропии формы (Власов, 1964, а, б). С другой стороны, рядом исследователей (Нагата, 1965; Haigh, 1958) теоретически и экспериментально показано, что химическая намагниченность также совпадает по направлению с действующим магнитным полем.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. Естественная остаточная намагниченность песчаников петрозаводской свиты представляет собой сумму двух основных компонентов: первичной осадочной намагниченности, обусловленной геомагнитным полем эпохи осадкообразования и совпадающей с ним по направлению, и вторичной химической намагниченности, за возникновение которой ответственно современное магнитное поле Земли. Величина и стабильность этих компонентов примерно одинаковы, так что разделить их каким-либо физическим методом не представляется возможным.

2. Естественная остаточная намагниченность пород всей вышележащей толщи практически представляет собой высокостабильную химическую намагниченность красного гематитового пигмента, приобретенную в магнитном поле Земли эпохи осадкообразования или близкой к ней.

Рассмотрим теперь проблему сохранности возникшей в иотнийских породах первичной намагниченности с геологических позиций, так как в течение геологической истории породы подвергались воздействию различных физических и химических агентов, которые могли полностью уничтожить первичную намагниченность или, по крайней мере, существенно изменить ее направление.

Выше было показано, что в силу своей природы оба вида первичной намагниченности иотнийских пород являются очень жесткими, так что они могли быть уничтожены только двумя процессами: при полном уничтожении первичных минералов, с которыми они связаны, или при прогреве до температуры выше точки Кюри этих минералов. Результаты минералого-петрографических исследований и геологические соображения заставляют отказаться от возможности обоих процессов. В породах отмечено некоторое, хотя и очень небольшое, количество обломочных зерен магнетита. С другой стороны, каких-либо признаков изменения красного гематитового пигмента в подавляющем большинстве исследованных образцов не обнаружено. Данные по образцам, отобраным в зоне контактового метаморфизма, где существует вероятность их прогрева выше температуры Кюри, при палеомагнитных построениях нами не использовались. Для остальной же массы образцов такую вероятность следует исключить, так как геологи считают, что платформенные иотнийские образования, имеющие относительно небольшую мощность, не погружались на такие глубины, где температура могла быть значительной. Об этом говорит также факт наличия в породах первичного химического осадочного гидрогематита, который, как известно, переходит в гематит при температуре около 300—400°C.

Таким образом, возможность полного уничтожения первичной намагниченности иотнийских осадков следует исключить. Однако действие ряда

агентов могло изменить направление первичной намагниченности, тем самым лишив нас возможности судить о направлении земного магнитного поля эпохи образования пород. К числу таких агентов относятся прогревы пород до температуры ниже точки Кюри, сезонные колебания температуры и, наконец, фактор давления.

При погружении на значительную глубину в период регионального метаморфизма иотнийские породы могли нагреваться до температуры, которая, как мы видели, не должна превышать 300—400°C. При этом мог получиться двоякий результат: во-первых, первичная намагниченность могла частично терморазмагнититься, во-вторых, при последующем приближении к поверхности в результате процессов денудации породы могли получить парциальную термонамагниченность. Очевидно, что оба процесса не могли оказать никакого влияния на направление первичной намагниченности пород. Парциальная же термонамагниченность, если она вообще возникла, могла обусловить лишь мягкую составляющую I_n . Возможно, что часть наблюдаемой в породах незначительной по величине магнитной составляющей I_n обусловлена этим процессом. Однако мы видели, что для большинства образцов направление I_n при размагничивании мягкой составляющей изменяется не более, чем на ошибку измерения.

Сезонные колебания температуры могли оказать воздействие лишь на остаточную намагниченность, связанную с гематитом, который, как известно, имеет особую точку магнитного превращения при температуре 23°C. Имеющиеся литературные данные (Власов, 1963; Нагата, 1965) свидетельствуют о том, что многократные циклические изменения температуры, включающие точку перехода, не влияют на направление остаточной намагниченности гематита, лишь несколько уменьшают ее величину (в пределах 25—30% первоначальной).

Наиболее сложным является вопрос о влиянии давления на первичную остаточную намагниченность. Что-либо определенное по этому вопросу сказать трудно, так как в литературе имеется очень немного сведений, к тому же противоречивых. На первичную намагниченность иотнийских пород фактор давления мог воздействовать трояким образом. При уплотнении пород под давлением вышележащих толщ еще до консолидации осадка направление намагниченности могло измениться вследствие пересориентировки намагниченных частиц. По-видимому, в нашем случае этот процесс не мог привести к существенным результатам, поскольку, как отмечалось выше, подавляющее большинство частиц имеет изометричную форму. Далее, направление первичной намагниченности могло измениться под воздействием негидростатического давления в период испытанных породами пликтивных дислокаций. В литературе (Нагата, 1965; Graham, 1956) имеются сведения, что при изменении осевого давления величина и направление намагниченности некоторых метаморфических пород заметно изменяются. Однако в большинстве случаев такие изменения невелики и являются обратными. Наконец, под действием давления и при последующем его снятии в породах могла возникнуть так называемая пьезоостаточная намагниченность. О возможности такого процесса говорят приведенные Нагата (1965) данные о намагничивании порошка растертого магнетита под давлением. Установлено, что направление остаточной намагниченности при этом всегда лежит в плоскости, перпендикулярной оси сжатия. К сожалению, данные о стабильности этого вида намагниченности отсутствуют. Во всяком случае, каких-либо следов существования этого вида намагниченности в исследованных нами породах установить не удалось.

Таким образом, наиболее вероятно предположить, что давление, которому подвергались иотнийские породы после своего образования, не оказало сколько-нибудь заметного влияния на направление их первичной намагниченности.

Следовательно, можно утверждать, что сохранившаяся до нашего времени первичная намагниченность иотнийских осадков, по-видимому, не изменила или почти не изменила своего направления с момента возникновения.

ВЫВОДЫ

1. Естественная остаточная намагниченность пород верхней подтолщи (шокшинская свита и важинский разрез) практически определяется их первичной намагниченностью, имеющей химическую природу. Эта первичная намагниченность, по-видимому, совпадает по направлению с геомагнитным полем эпохи осадкообразования или близкой к ней. Направление I_n в этом случае можно использовать для реконструкции направления геомагнитного поля эпохи образования осадков.

2. Породы нижней подтолщи (петрозаводская свита) обладают низкой палеомагнитной стабильностью. В силу этого направления I_n этих пород можно использовать лишь для грубо качественных суждений о направлении земного магнитного поля эпохи осадкообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Власов А. Я., Коваленко Г. В. Магнитная анизотропия искусственных осадков. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1964а.

Власов А. Я., Коваленко Г. В. Магнитная анизотропия осадочных пород. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1964б.

Власов А. Я. и др. Температурные изменения магнитных свойств естественных гематитов. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1963.

Кацелин П. Л. Палеомагнитная стратиграфия иотнийских осадочных образований Южной Карелии. В настоящем сборнике.

Кищенко Н. Т. О ферромагнитных минералах в иотнийских образованиях Южной Карелии. В настоящем сборнике.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., Изд-во «Мир», 1965.

Graham J. W. Palaeomagnetism and magnetostriction. Jour. of geoph. Resear. 61, 4, 1956.

Haigh G. The Process of magnetization by chemical Change. Philosoph. Mag. 3, N: 27, 1958.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
М. И. Голод. Естественные электрические поля слюдяных месторождений и их связь с пегматитовыми жилами	4
М. И. Голод. Опыт применения метода срединного градиента при поисках слюдяных пегматитов Северной Карелии	17
М. И. Голод, Г. И. Дмитриев, А. С. Гришин. Об использовании метода вызванной поляризации на месторождениях слюды	26
Г. Ш. Меламед. Применение электроразведки при крупномасштабном картировании дизъюнктивных нарушений на слюдяных месторождениях Северной Карелии	31
Т. С. Игнатьева. Физические свойства пород месторождения мусковита Чупино-Лоухского слюдоносного района	38
Т. С. Игнатьева. Опыт применения гравиразведки для изучения складчатых структур	45
Г. И. Дмитриев, М. И. Голод. Упругие свойства горных пород и перспективы применения сейсморазведки при поисках пегматитовых жил	49
Г. И. Дмитриев. Изучение сейсмических скоростей с целью локализации пегматитовых жил	58
Н. Т. Кищенко. О ферромагнитных минералах в иотнийских осадочных образованиях Южной Карелии	65
П. Л. Кацелин. Палеомагнитная стратиграфия иотнийских осадочных образований Южной Карелии	79
П. Л. Кацелин. Происхождение и стабильность естественной остаточной намагниченности иотнийских песчаников Южной Карелии	90

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ КАРЕЛИИ

Труды института геологии, вып. 2

Редактор *А. В. Щемелева*
Технический редактор *Л. В. Шевченко*
Корректор *Г. А. Проводина*

Сдано в набор 20/VII 1967 г. Подписано к печати 5/II 1968 г. Е 00100. Бумага 70×108¹/₁₆, № 3.6,25 печ. л., 8,75 усл. печ. л., 7,71 уч.-изд. л. Изд. № 12. Тираж 500. Заказ 3912. Цена 54 коп.

Карельское книжное издательство
Петрозаводск, пл. им. В. И. Ленина, 1.

Типография им. Анохина
Управления по печати при Совете Министров КАССР
Петрозаводск, ул. «Правды», 4